



La dynamique d'un système fluvial et de ses zones humides en Afrique soudano-sahélienne au cours de l'Holocène. Approches géomorphologique et biogéographique. L'exemple du Yamé au Mali.

Aline Garnier

► **To cite this version:**

Aline Garnier. La dynamique d'un système fluvial et de ses zones humides en Afrique soudano-sahélienne au cours de l'Holocène. Approches géomorphologique et biogéographique. L'exemple du Yamé au Mali.. Géographie. Université de Caen Basse-Normandie, 2013. Français. NNT: . tel-01084539

HAL Id: tel-01084539

<https://theses.hal.science/tel-01084539>

Submitted on 26 Nov 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Copyright

Thèse présentée par
Aline Garnier

et soutenue publiquement le 8 novembre 2013
en vue de l'obtention du

DOCTORAT de l'UNIVERSITE DE CAEN BASSE NORMANDIE
Spécialité : Géographie physique, humaine, économique et régionale
(Arrêté du 7 Août 2006)

La dynamique d'un système fluvial et de ses zones humides en Afrique soudano-sahélienne au cours de l'Holocène

Approches géomorphologique et biogéographique
L'exemple du Yamé au Mali



Membres du Jury

Mme Doris Barboni

Chargée de recherche, CEREGE, Université Aix-Marseille (*Examinatrice*)

M. Daniel Delahaye

Professeur des Universités, Université de Caen Basse-Normandie (*Directeur*)

M. Eric Huysecom

Professeur, Université de Genève (*Examineur*)

M. Laurent Lespez

Professeur des Universités, Université de Créteil Val de Marne (*Co-directeur*)

M. Michel Magny

Directeur de recherche CNRS, UMR 6565, Besançon (*Rapporteur*)

Mme. Katharina Neumann

Professor, Johann Wolfgang Goethe Universität, Frankfurt (*Examinatrice, co-encadrante*)

M. Pierre-Gil Salvador

Professeur des Universités, Université de Lille (*Rapporteur*)

Université de Caen Basse-Normandie

U.F.R. de Géographie

Ecole doctorale ED 556-Homme, Sociétés, Risques et Territoire

Laboratoire LETG Caen-GEOPHEN-UMR 6554 CNRS

Thèse présentée par

Aline Garnier

et soutenue publiquement le 8 novembre 2013 en vue de l'obtention du

DOCTORAT de l'UNIVERSITE DE CAEN BASSE NORMANDIE

Spécialité : Géographie physique, humaine, économique et régionale

(Arrêté du 7 Août 2006)

**La dynamique d'un système fluvial et des zones humides
associées en Afrique soudano-sahélienne au cours de l'Holocène.**

Approches géomorphologique et biogéographique.

L'exemple du Yamé au Mali.

Membres du jury

Doris Barboni, Chargée de recherches, CEREGE, Université Aix-Marseille (Examinatrice)

Daniel Delahaye, Professeur des Universités, Université de Caen Basse-Normandie (Directeur)

Eric Huysecom, Professeur, Université de Genève (Examineur)

Laurent Lespez, Professeur des Universités, Université de Créteil Val de Marne (Co-directeur)

Michel Magny, Directeur de recherche CNRS, UMR 6565, Besançon (*Rapporteur*)

Katharina Neumann, Professor, Johann Wolfgang Goethe Universität, Frankfurt am Main
(Examinatrice, Co-encadrante)

Pierre-Gil Salvador, Professeur des Universités, Université de Lille (*Rapporteur*)

Sommaire

Sommaire	3
Remerciements	5
<i>Introduction générale</i>	11
<u>Première partie : Contexte scientifique et objet d'étude</u>	17
Chapitre 1 : Cadre thématique : le système fluvial en milieu soudano-sahélien.	19
Chapitre 2 : Le cadre géographique : la vallée du Yamé	47
Chapitre 3 : Démarche de recherche : une interdisciplinarité centrée autour de l'étude des archives sédimentaires.....	75
<u>Deuxième partie : Les dynamiques du système fluvial du Yamé au cours de l'Holocène</u>	141
Chapitre 4 : Caractérisation du fonctionnement hydro-sédimentaire actuel	143
Chapitre 5 : Reconstitution des dynamiques hydro-sédimentaires holocènes de la vallée du Yamé	177
<u>Troisième partie : L'enregistrement des phytolithes dans les archives sédimentaires de la vallée du Yamé</u>	223
Chapitre 6 : L'enregistrement des phytolithes dans les échantillons modernes : première approche taphonomique.....	225
Chapitre 7 : L'enregistrement des phytolithes dans les dépôts holocènes de la vallée du Yamé	277
<u>Quatrième partie : Reconstruction des dynamiques paléoenvironnementales de la vallée du Yamé au cours de l'Holocène</u>	327
Chapitre 8 : Des interfluves au fond de vallée : dynamique des hydrosystèmes fluviaux dans la vallée du Yamé au cours de l'Holocène	329
Chapitre 9 : Histoire des paysages fluviaux depuis 7000 ans dans le bassin versant du Yamé.	349
Chapitre 10 : La vallée du Yamé en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne au cours de l'Holocène	383
<i>Conclusion générale</i>	405
Références bibliographiques	411
Tables des figures	437
Tables des tableaux	443
Tables des matières	445
Annexes	453

Remerciements

Si au commencement la thèse est sensée être un projet personnel, on se rend compte assez vite qu'elle empiète sur le reste de la vie pour devenir au final, un projet collectif. Celui-ci à présent terminé, il est grand temps pour moi de remercier toutes les personnes qui y ont contribué de près ou de loin et qui m'ont permis de réaliser cette recherche dans des conditions favorables. Cinq années de doutes, de stress, d'éloignements mais aussi cinq années de rencontres, de découvertes et de voyages qui me pousseraient à recommencer cette expérience sans hésitation.

Premièrement, je voudrais remercier chaleureusement mes directeurs de thèse **Laurent Lespez** et **Daniel Delahaye**.

Laurent Lespez pour son encadrement exemplaire, dès les premiers jours sur le terrain jusqu'à la rédaction du manuscrit en passant par la préparation des colloques. J'ai apprécié sa rigueur scientifique et sa très grande disponibilité notamment lors du passage douloureux de la correction du manuscrit. Il a été source d'encouragements, d'inspirations et de motivations tout au long de la thèse. Je le remercie pour m'avoir fait confiance et pour avoir su, selon les moments, être présent mais aussi absent. Enfin, merci aussi pour l'intérêt qu'il porte aux doctorants et à la simplicité de sa relation qu'il entretient avec nous, dans et hors du laboratoire. J'espère que nos collaborations seront nombreuses dans les années à venir.

Daniel Delahaye, d'avoir bien voulu encadrer cette thèse. Je le remercie pour son soutien au cours de ces années et pour son intérêt envers mon travail malgré l'éloignement géographique du sujet. Il a su apporter des remarques justes et constructives.

Enfin, je souhaiterais remercier **Katharina Neumann** qui a largement contribué à l'encadrement de cette thèse. Merci pour m'avoir ouvert la voie des "Kieselkörper" et pour le temps qu'elle a passé à mon éducation "phylolithique". Par ailleurs, j'ai énormément appris d'elle sur l'Afrique en général et sur bien d'autres sujets. Je la remercie pour son enthousiasme, sa curiosité et pour ses nombreux encouragements qui m'ont souvent permis, lors de mes retours d'Allemagne, de me rappeler pourquoi je continuais.

Je voudrais ensuite remercier **Michel Magny**, Directeur de Recherche CNRS à Besançon et **Pierre-Gil Salvador**, Professeur des Universités à Lille, qui me font l'honneur d'être rapporteurs de cette thèse. J'exprime aussi toute ma gratitude à **Doris Barboni**, chargée de recherche CNRS au CEREGE à l'Université d'Aix Marseille et à **Eric Huysecom**, professeur à l'Université de Genève, d'avoir accepté d'évaluer ce travail.

J'aimerais aussi remercier toutes les personnes qui ont directement contribué à la réalisation de cette thèse par des interrogations diverses ou des développements méthodologiques. En premier lieu, je voudrais remercier Yann Le Drézen qui a suscité, grâce à ses qualités humaines et d'enseignement, mon intérêt pour l'Afrique et l'envie du voyage dès mes premières heures de cours à l'Université. Je le remercie sincèrement car sans lui je n'aurais jamais entrepris de poursuivre des recherches doctorales. Si je suis sa première étudiante à avoir marché sur ses pas, bien d'autres suivront. Je voudrais aussi remercier Simon Dufour, qui a été d'une grande aide et patience dans la caractérisation des styles fluviaux actuels par SIG. Enfin, un grand merci à Sébastien Caillault qui a toujours présenté de la curiosité et de l'intérêt pour mon travail et a souvent su répondre à mes questionnements, notamment en matière de SIG et de statistiques.

Je voudrais ensuite remercier toutes les institutions et personnes qui ont permis de réaliser cette thèse dans des conditions financières, scientifiques et logistiques idéales.

J'aimerais tout d'abord remercier la région Basse-Normandie qui m'a accordé une allocation de recherche. Cette bourse a été idéale puisqu'elle m'a permis de financer toutes mes missions de terrain au Mali, mes nombreux séjours en Allemagne et de parcourir des contrées lointaines lors des colloques, de Denver jusqu'à Bern, en passant par Avignon, Clermont-Ferrand... Enfin, le laboratoire Geophen m'a offert un cadre privilégié pour réaliser mes travaux de recherches. Je suis reconnaissante auprès des deux directeurs successifs, Daniel Delahaye et Olivier Maquaire, qui ont toujours attaché de l'importance au travail des doctorants.

J'ai eu la chance de participer à un programme de recherche interdisciplinaire "Peuplement humain et Paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest", dirigé par Eric Huysecom. Cela m'a permis de côtoyer des chercheurs de divers horizons et de trouver des réponses à mes questionnements. Ainsi, c'est sur le terrain, lors des soirées à Dimbal ou encore lors des réunions annuelles que les questions les plus importantes ont été posées et souvent résolues. Merci à tous ces chercheurs passionnés de l'Afrique et de la vie en général, qu'il me tarde de retrouver enfin sur le terrain (et naturellement auprès d'une Castel ou d'une Gazelle !). Merci à Eric Huysecom, à la tête de cette belle équipe, pour son organisation sans faille et pour sa passion contagieuse pour l'Afrique. À Aziz Ballouche qui m'a fait partager ses riches connaissances sur les paysages soudano-sahéliens dès les cours de licence puis sur le terrain et lors des discussions qui ont suivies. Merci à Barbara Eichhorn avec qui j'ai eu la chance de faire du terrain lors de la prospection au sud du Mali et avec qui j'ai beaucoup appris. Ce fut un réel plaisir de collaborer avec elle. Merci à Sylvain Ozainne, qui m'a toujours encouragé et avec qui j'ai toujours pris plaisir à discuter de Néolithique et de bien d'autres choses. Je suis aussi reconnaissante à Michel Rasse, qui restera toujours mon idole en matière de cartographie et de DAO. Je remercie Anne Mayor, qui a toujours été à l'écoute et a su bien souvent m'éclairer sur les dynamiques de peuplement des derniers siècles. Merci à Chrystel Jeanbourquin, avec qui j'ai partagé de chouettes moments à Dimbal et qui m'a notamment révélé quelques subtilités sur les décors des céramiques. Enfin, merci à tous les autres, Louis Chaix, Caroline Robion-Brunner, Marie Canetti, Néma Guindo, Raphaëlle Soullignac, Nadia Cantin, Nuscia Taïbi, Serge Loukou, Kléna Sanogo, Daouda Kéita, etc... pour les bons moments passés en terrain dogon ou franco-suisse.

Enfin, je voudrais exprimer ma plus grande gratitude à mes fidèles compagnons de route et de carottages, Maudou et Seydou Tessougé qui m'ont accompagnée chacun leur tour lors de ces semaines de terrain. Ils ont été formidables pour moi et sans eux cette thèse n'aurait jamais pu se concrétiser. Si je n'ai malheureusement pas pu leur dire au revoir, j'espère vraiment que l'on se retrouvera bientôt afin de transpercer de nouveaux terrains africains. Je remercie aussi Ali Dégoga, Seikou Tessougé, Seikou et Moussa Traoré et Seikou Karembé qui nous ont aussi aidés lors de certains carottages.

Je remercie aussi Katharina Neumann et Aziz Ballouche de m'avoir intégrée au sein de leur ANR franco-allemande "Archéologie du Paysage en Pays Dogon (APPD)". Cela m'a permis notamment de financer les datations.

Enfin, j'ai eu l'opportunité de passer cinq mois, entre octobre 2011 et février 2012, au laboratoire "Archäologie und Archäobotanik Afrikas" à l'Institut des Sciences Archéologiques de l'Université de Francfort (Allemagne) grâce à l'obtention d'une bourse DAAD. Cette expérience a été pour moi l'occasion d'approfondir mes recherches sur les phytolithes et de travailler avec une autre équipe de recherche. Je remercie (encore une fois!) Katharina Neumann pour son accueil chaleureux au sein de son laboratoire et du temps qu'elle a consacré pour moi notamment lors de la rédaction d'articles. Je remercie par ailleurs mes collègues de bureau Barbara Eichhorn, Alexa Höhn et Stefanie Kahlheber. Un grand merci à Kai Radomski pour nos virés outre-atlantiques et francfortiennes. Enfin, je suis profondément reconnaissante à Jennifer Markwirth qui a réalisé l'ensemble des préparations des phytolithes. Vielen Dank an alle und bis nächstes Mal in FFM!!

Au cours de ces cinq dernières années, j'ai eu la possibilité d'enseigner grâce à l'obtention, dans un premier temps, d'un poste de moniteur à l'Université de Caen. Ainsi, je remercie Stéphane Costa et Philippe Madeline qui ont été les deux directeurs successifs de l'UFR de Géographie. Je remercie aussi l'équipe de direction notamment Françoise et Béa qui ont toujours su régler les complications financières dans la bonne humeur. Au cours de cette dernière année, j'ai bénéficié d'un contrat d'ATER au sein de l'Université de Créteil ce qui m'a permis de terminer la rédaction dans des conditions financières propices. Un merci tout particulier à Stéphane Cordier pour son accueil et avec qui j'espère bien un jour faire des recherches, et mes collègues ATER, Edouard de Bélizal et Florence Salit. Par ailleurs, je suis reconnaissante aux personnes qui m'ont accueillie, toujours chaleureusement, à Paris au cours de cette période. Merci à Yann, Marie-Louise et Candide, Marie-Anne et Laurent et Elodie !

Je voudrais remercier les personnes du laboratoire GEOPHEN avec qui j'ai passé des moments très agréables au cours de ces dernières années. Merci particulièrement à Jean-Michel Cador, Anne-Julia Rollet, Laetitia Birée, Laurent Lespez, Daniel Delahaye, Olivier Maquaire, Stéphane Costa... avec qui il a toujours été possible de se déconnecter le temps d'un café ou d'un repas. Enfin, merci à Bob, toujours là pour rendre service, prendre des nouvelles dans les moments de faiblesse ou encore pour terminer les soirées. Je remercie aussi Abdelkrim Bensid pour son aide en SIG et Blandine Parey pour la relecture.

Enfin, je suis profondément reconnaissante aux doctorants (et anciens doctorants) qui rendent la vie au laboratoire si agréable et avec qui les soirées ont été nombreuses et parfois douloureuses. Même s'il n'était souvent pas facile de se remettre au travail le lendemain, ces moments représentent les meilleurs souvenirs de cette période. Merci à Seb, Vincent, Mathieu, Romain, Marie-Anne, Arthur, Thibaut, Axel, Max, John, Yann, Augustin... Bien sûr, je n'oublie pas Candide, qui au fil de ces cinq années est devenue bien plus qu'une simple collègue de bureau et sans qui la vie au labo aurait été bien moins drôle. Qu'elle en soit remerciée pour m'avoir supportée et pour les bons moments que l'on a passés à Caen et à Paris au cours de cette dernière année. Son aide et ses encouragements durant ces dernières semaines ont été précieux pour moi.

Je voudrais aussi remercier mes amis argentanais et caennais de longue date, que j'ai malheureusement un peu délaissés ces dernières années... Je m'en excuse et je leur suis reconnaissante pour être toujours là, m'avoir soutenu et avoir su ne pas trop poser de questions! J'adresse un message particulier à Adèle pour m'avoir sortie du labo un bon nombre de fois au cours de ces derniers mois (certes pour aller juste en bas de la rue...). Je les remercie, elle et le rock'n'roll, pour m'avoir bien souvent redonné du courage.

Enfin, je suis profondément reconnaissante à Mathilde qui dès la première année de fac a toujours été là pour moi et qui m'a sauvé la mise plus d'une fois... Merci à elle, encore une fois d'avoir accepté cette tâche ingrate qui est la correction de l'intégralité de la thèse. Promis je te revaudrai ça ! Enfin, un grand merci à Noëlle et à Mathieu pour leur aide dans la réalisation du design de la thèse.

Je voudrais aussi remercier ma famille qui m'a été d'un grand soutien, plus particulièrement ma mère et mon frère Greg qui depuis mon Master 1, ont toujours été enthousiastes pour mon travail et m'ont toujours confortée dans mes choix. À mon neveu Emile, futur chercheur de dinosaures, qui du haut de ses quatre ans s'est souvent demandé ce que je pouvais bien faire et a su me poser des questions pertinentes telles que "À quoi ça va te servir après, d'écrire tous ces papiers?".

Enfin, un grand merci à Mathieu, qui me supporte depuis bien plus longtemps que la thèse et qui compte bien plus que tout le reste. Je le remercie pour sa compréhension lors de mes absences répétées pendant les week-ends passés au labo, les semaines et les mois partis au Mali et en Allemagne. Après avoir survécu à ces années de durs labeurs, le meilleur est devant nous!!

Résumé

Le système fluvial est façonné par des flux hydrologiques et de matières dont la dynamique dépend essentiellement des conditions environnementales au sein du bassin versant. Les enregistrements sédimentaires du fond de vallée représentent alors un indicateur clé de l'évolution des relations Nature/Société. Pourtant, en Afrique de l'Ouest, la recherche s'est souvent concentrée sur d'autres milieux, en particulier lacustres. Dans ce contexte, nous proposons un modèle d'évolution sur le temps long d'un système fluvial afin de s'interroger sur les variables de contrôle (naturelles et/ou anthropiques) ayant pu intervenir. Cette recherche s'appuie sur l'étude du bassin versant du Yamé, un affluent de rive droite du Niger (Pays Dogon, Mali). Deux approches ont été développées : (1) une approche géomorphologique qui permet de reconstituer les dynamiques hydro-sédimentaires de la vallée du Yamé et (2) une approche biogéographique qui, au travers de l'analyse des phytolithes contenus dans les dépôts, nous renseigne sur l'évolution de la végétation au cours de l'Holocène. Ce travail de thèse permet de mieux comprendre les transformations du système fluvial en réponse aux crises climatiques. Enfin, il questionne aussi les conséquences environnementales des transitions économiques, sociétales et techniques des derniers millénaires, telles que l'émergence de l'agriculture, de l'élevage, de la métallurgie et plus récemment l'accroissement de la population. Nous proposons ainsi d'apporter de nouvelles connaissances sur l'évolution climatique et anthropique de l'Afrique de l'Ouest et plus généralement sur l'impact de l'anthropisation sur les systèmes fluviaux soudano-sahéliens.

Mots-clés :

Système fluvial – Zones humides – Paléoenvironnement - Phytolithes – Holocène – Néolithique – Paysages – Changement climatique – Afrique de l'Ouest.

Mots-clés (indexation Rameau) :

Afrique occidentale – Paléoenvironnement – Phytolithes – Holocène – Climat changements – Paysage – Vallées – Néolithique – Géomorphologie.

Abstract

The fluvial system is shaped by water discharge and sediment supply which dynamics are depending on the watershed environmental conditions. Valley bottom sedimentary records are also a crucial indicator of the relationships between nature and societies. However, in West Africa, researches were mostly focused on other environments, principally lacustrine environments. In this context, a long term evolution model of the fluvial system is proposed in order to understand the role of the controlling factors (natural and/or anthropogenic) on the past fluvial dynamics. This research is focused on the study of the Yamé catchment, a right bank tributary of the Niger River (Pays Dogon, Mali). Two approaches were developed to answer the research questions: (1) a geomorphological approach to reconstitute the hydro-sedimentary dynamics of the valley and, (2) a biogeographical approach informing on the Holocene vegetation dynamics, by means of phytoliths analysis. This work allows a better understanding on the transformations of the fluvial system as a response to climatic crises. Finally, this research questions the environmental consequences of the economic, societal and technical transitions which marked the last centuries, such as the emergence of agro-pastoral activities and the metal industry or more recently the population growth. This work finally proposes to highlight new knowledge about the climatic and anthropogenic evolution of western Africa, and more globally on the human impact on the sudano-sahelian environments.

Key-words:

Fluvial system – Wetlands – Phytoliths – Holocene – Neolithic – Landscapes – Climatic change – West Africa.

Key-words (Rameau indexing):

West Africa – Paleoenvironments – Phytoliths – Holocene – Climatic changes – Landscapes – Valley – Neolithic – Geomorphology.

Introduction générale

En Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne, où la ressource en eau est mal répartie spatialement et temporellement, les cours d'eau et les zones humides associées sont l'objet de nombreux enjeux. Depuis longtemps, ils sont au cœur des préoccupations des sociétés, représentant un milieu essentiel à la survie des populations par les nombreuses ressources qu'ils offrent (chasse, pêche, eau potable, élevage ...). Par leur sensibilité et leur réactivité aux changements hydro-climatiques et aux actions humaines les systèmes fluviaux constituent un très bon révélateur du fonctionnement général des milieux. La crise des années 1970-1980 en est un bon exemple. L'assèchement rapide des cours d'eau et des zones humides ainsi que le déplacement vers le sud de plusieurs centaines de kilomètres des isohyètes et des zones de végétation ont conduit les populations à s'adapter et à migrer vers des régions plus arrosées. Le même type de scénario a pu être observé à la fin de l'Optimum humide africain, il y a 5000 ans environ. Il fut à l'origine du développement de nouvelles technologies et de l'expansion, au sein de l'Afrique de l'Ouest, du pastoralisme et de l'agriculture. Ainsi, ces milieux représentent une source d'informations tant sur les fluctuations climatiques que sur l'évolution des sociétés et occupent depuis longtemps une place privilégiée au sein de la discipline géographique, en particulier dans les études géomorphologiques (Schumm, 1977 ; Bravard et Magny, 2002 ; Salvador *et al.*, 2009). Cependant, en Afrique de l'Ouest, les réponses morphogénétiques des systèmes fluviaux aux variations du climat et de l'occupation des sols demeurent encore mal connues ; la recherche s'étant souvent concentrée sur d'autres milieux, en particulier lacustres. Les rares études menées sur les systèmes fluviaux sont souvent préliminaires et concernent principalement des cours d'eau de grande dimension. De plus, elles ont souvent été conduites en intégrant le rôle du climat comme le seul facteur intervenant dans les dynamiques de ces milieux (Makasse, 1998 ; Gummior et Thiemeyer, 2003 ; Gummior, 2008) alors qu'il n'est pas le seul facteur responsable des changements du système fluvial au cours de l'Holocène (Brown, 1997). En effet, depuis le Néolithique, les actions des agriculteurs et des éleveurs qui transforment les paysages des bassins versants doivent être intégrées dans la reconstruction des dynamiques des systèmes fluviaux. Ces variables externes (climatique et anthropique) sont souvent considérées comme les principaux facteurs qui déterminent les flux hydrologiques et sédimentaires. Cependant, les variables internes au bassin versant telles que la géologie, la nature de la ripisylve, les formations superficielles, etc. jouent également un rôle considérable.

Les cours d'eau résultent d'un équilibre dynamique entre des processus bio-physiques et des pratiques sociétales qui interviennent à différentes échelles spatio-temporelles. À l'heure où l'on s'interroge sur les changements climatiques futurs et à leurs répercussions sur l'environnement et les sociétés, il nous a paru intéressant de proposer un modèle d'évolution sur le temps long du système fluvial de la zone soudano-sahélienne en tenant compte des variables de contrôle tant climatiques qu'anthropiques afin de mettre en perspective les changements contemporains. En outre, l'étude d'un cours d'eau de taille "ordinaire" représente un atout dans la compréhension de ces variables de contrôle et des échelles associées.

Contexte scientifique et éléments de la problématique

Au cours des années 1970-1980, l'Afrique de l'Ouest a fait l'objet d'un intérêt particulier de la part des scientifiques. De nombreuses études, menées principalement par des géologues, se sont intéressées à l'évolution climatique de cette région. Cependant, si l'on regarde les données disponibles à l'échelle de la région ouest-africaine, ces études ont principalement concerné la zone saharo-sahélienne, entre les latitudes 16°N et 22°N, et la période de transition entre le Pléistocène et l'Holocène (14000-5000 cal. BP) (Lézine *et al.*, 2011). En effet, cette période, qui marque le passage d'une phase aride à l'optimum humide africain, s'est particulièrement bien distinguée au Sahara avec le développement de paléolacs, d'une faune et d'une flore caractéristiques de la zone sahélienne actuelle et a fortement intéressé les géologues et paléoclimatologues. En revanche, les périodes postérieures à la fin de l'optimum humide, il y a 5000 ans environ, ont été moins étudiées, de même que les zones en marge du Sahara et du Sahel, où les changements climatiques sont moins marqués. Enfin, on peut souligner le manque d'études menées à partir d'archives alluviales car les sédiments lacustres ont souvent été préférés en raison de leur résolution temporelle fine et du signal paléoclimatique régional qu'ils permettent d'obtenir. On peut également regretter le peu d'études qui s'intéressent à l'impact des sociétés sur l'environnement. Or, depuis le Néolithique, la pratique de l'agriculture, l'utilisation du feu ou encore la sédentarisation ont pu jouer un rôle décisif dans les crises érosives et les métamorphoses des systèmes fluviaux. Ainsi, dans toute étude paléoenvironnementale portant sur les derniers millénaires, il est nécessaire de replacer les sociétés dans les milieux bio-physiques qu'elles pratiquent et utilisent en fonction de leurs activités économiques et culturelles et de restituer les milieux bio-physiques en intégrant les sociétés qui les ont parcourus, transformés, façonnés ou parfois subis. Pour répondre à ces attentes, les systèmes fluviaux apparaissent comme un indicateur idéal. Ainsi, l'objectif de cette thèse est de contribuer à améliorer nos connaissances sur les relations Nature/Société en domaine soudano-sahélien, particulièrement au cours des derniers millénaires, lorsque l'Homme intervient de façon décisive sur le milieu.

Les recherches conduites dans cette thèse sont centrées autour de trois préoccupations majeures :

- **Reconstruire l'évolution d'un système fluvial et de son environnement au cours de l'Holocène.**
- **Déterminer quelles sont les variables de contrôle ayant pu intervenir dans l'évolution du système fluvial et leurs parts respectives au cours de l'holocène et au sein même du bassin versant.**
- **Préciser jusqu'à quel point les sociétés ont déterminé dans le passé les formes et le fonctionnement des paysages et du système fluvial.**

Ounjougou : à l'origine du projet de thèse et des orientations méthodologiques

Actuellement, la seule référence disponible à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest ayant fait l'objet de recherches tant archéologiques que paléoenvironnementales à partir d'archives fluviales est Ounjougou, un gisement archéologique localisé à l'amont de la vallée du Yamé, objet de cette étude (Huysecom *et al.*, 1998, 2004a, 2004b). Les archives sédimentaires de la vallée du Yamé présentent un potentiel unique en Afrique de l'Ouest puisque la séquence chrono-stratigraphique reconnue à Ounjougou couvre l'ensemble de l'Holocène. Elle a livré du matériel archéologique très riche attribué aux périodes allant du Paléolithique à l'époque sub-actuelle. Elle a ainsi permis de mettre en évidence plusieurs tournants culturels majeurs, impliquant des bouleversements tant au niveau des relations Homme-environnement que des phénomènes de peuplement (Huysecom *et al.*, 2004 ; Mayor *et al.*, 2005). De même, les recherches géoarchéologiques

et paléoenvironnementales développées ces dernières années ont mis en évidence une séquence environnementale holocène complexe correspondant à une série d'oscillations climatiques très rapides et à l'impact des sociétés depuis le Néolithique (Rasse *et al.*, 2006, Lespez *et al.*, 2008, 2011 ; Le Drézen *et al.*, 2010). Ainsi, le secteur d'Ounjougou, de par sa richesse, représente un site de référence dans l'étude des transformations environnementales de l'Holocène.

Etudié depuis 1997 par des scientifiques de divers horizons (archéologues, géographes, ethnoarchéologues, botanistes, linguistes...) dans le cadre du programme de recherche "Peuplement humain et Paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest" dirigé par E. Huysecom, archéologue à l'Université de Genève (Suisse), le gisement d'Ounjougou a été le cadre d'étude d'un premier travail de terrain et de recherche. Ce dernier portant sur les dynamiques hydro-sédimentaires holocènes du Yamé à l'échelle de ce tronçon (Garnier, 2007). Cette première expérience de terrain est à l'origine de deux rencontres qui auront été décisives dans la volonté de continuer ces recherches en doctorat et par la trajectoire que ce dernier prendra. La première rencontre est celle faite avec l'Afrique de l'Ouest et le Pays dogon en particulier. De cette rencontre naîtra un attachement pour ses paysages et ses populations ainsi que la découverte de la complexité des systèmes fluviaux et de l'intérêt dont ils témoignent (éleveurs, maraîchers,...). Enfin, la deuxième rencontre est celle faite avec les géomorphologues de l'Université de Caen (L. Lespez, Y. Le Drézen, A. Ballouche) et les archéobotanistes de l'Université de Francfort (K. Neumann et B. Eichhorn). Ce travail de terrain mené en collaboration a suscité un intérêt pluridisciplinaire à l'origine des orientations méthodologiques de la thèse. Deux approches ont été choisies : d'une part, une approche **géomorphologique** dont l'objectif est de reconstituer les dynamiques hydro-sédimentaires holocènes de la vallée du Yamé et d'autre part, une approche **biogéographique**, qui au travers de l'analyse des phytolithes contenus dans les dépôts, devrait permettre de reconstruire la végétation holocène du bassin versant et les transformations qu'elle a subies. L'utilisation des phytolithes dans les archives sédimentaires fluviales d'un milieu semi-aride est particulièrement novatrice. L'analyse des phytolithes de la vallée du Yamé a été menée au cours de la thèse en étroite collaboration avec K. Neumann qui l'avait initiée à Ounjougou pour les dépôts de l'Holocène ancien (Neumann *et al.*, 2009). Ainsi, la confrontation de ces deux approches marque l'originalité de la thèse et représente un réel objectif méthodologique, celui de déterminer l'origine spatiale des phytolithes contenus dans les sédiments à partir de l'étude sédimentologique de ces dépôts. Cela devrait permettre d'affiner l'interprétation de la végétation représentée (forêt galerie, savane...) par les assemblages phytolithiques et de mieux discerner les facteurs de contrôle à l'origine des transformations observées. Enfin, cette étude des phytolithes a aussi pour objectif d'apporter de nouvelles données sur l'anthropisation des milieux (agriculture, feux, ...).

Cette approche systémique s'est appuyée sur la connaissance des paysages fluviaux et de leur fonctionnement contemporain et sur une démarche géoarchéologique afin d'appréhender le temps des milieux anthropisés. Cette dernière qui représente un mode d'approche des relations Nature/Société (Bravard, 2002) se situe à la croisée des recherches géographiques, paléoenvironnementales et archéologiques. L'aboutissement de ce travail a été possible grâce à l'intégration à l'ANR franco-allemande « Archéologie du Paysage en Pays Dogon » (Resp : A. Ballouche et K. Neumann) et au programme de recherche « Peuplement humain et Paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest », coordonné par E. Huysecom. La participation à ces programmes a été la clé nécessaire dans la discussion et la remise en contexte archéologique et régional de ces résultats.

Etudier la vallée du Yamé : vers une prise en compte des échelles spatiales

Afin de dépasser le cadre local d'Ounjougou et de comprendre l'évolution de l'ensemble du système fluvial, de nouvelles investigations géomorphologiques et paléoenvironnementales ont été développées tout le long de la vallée, du plateau de Bandiagara à l'amont, jusqu'au delta intérieur du Niger, dans lequel le Yamé se jette. C'est donc dans un bassin versant d'environ 4 400 km², riche d'une diversité et d'une complexité tant paysagère qu'humaine que se sont inscrits nos travaux sur les relations Nature/Société.

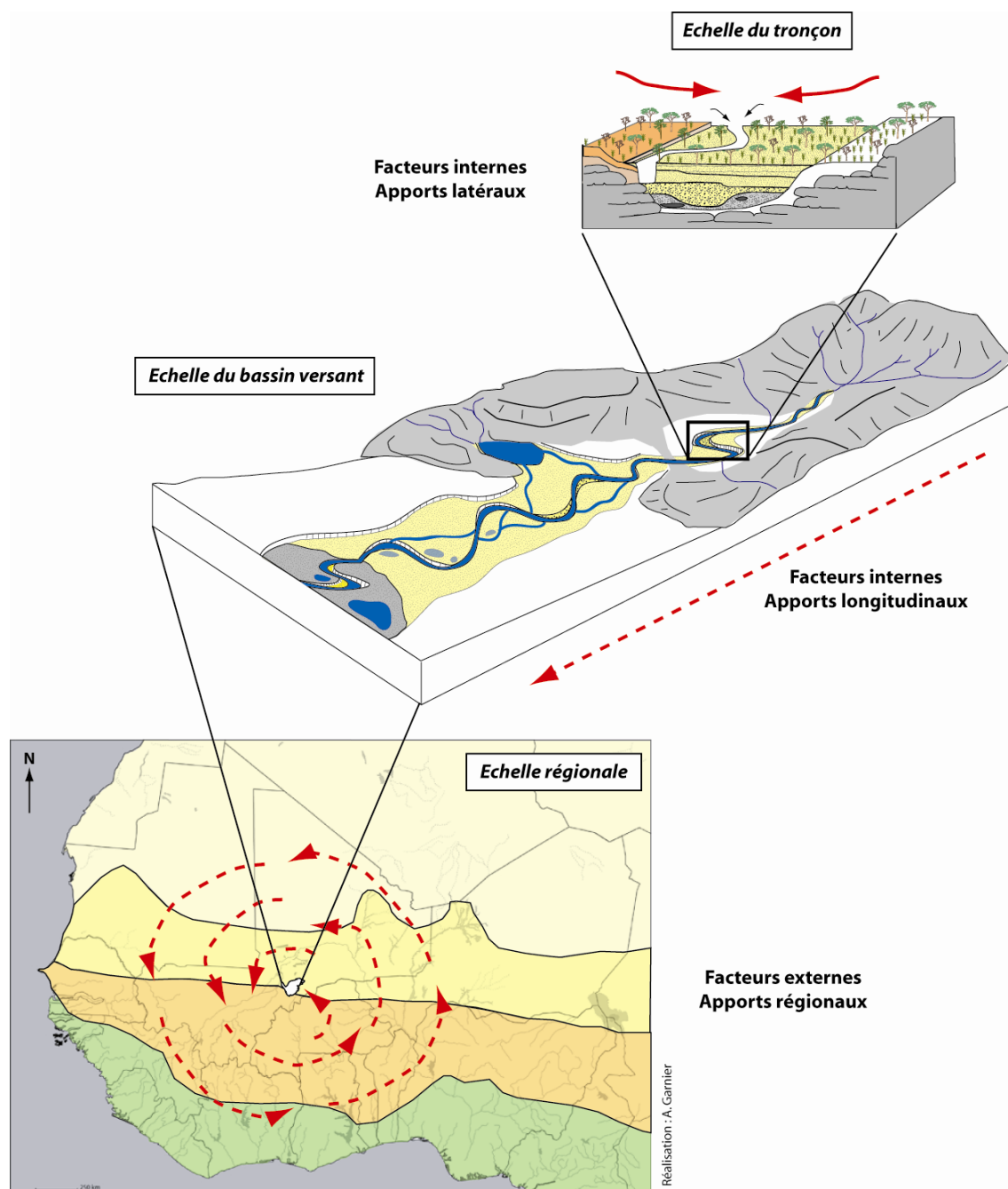


Figure I-1 : La prise en compte des échelles spatiales dans la thèse et la dissociation des variables de contrôle

Nous avons ainsi pu étudier des styles fluviaux variés, depuis l'amont où le Yamé maintient un débit d'étiage tout au long de l'année grâce aux aquifères du grès, à la moyenne vallée qui s'assèche lors de la saison sèche, puis aux environnements palustres et lacustres de la basse vallée vers la confluence avec le Niger. Autant de milieux variés qui ont engendré une adaptation des populations qui ont développé au cours de l'holocène de nouvelles technologies et systèmes de production. C'est pourquoi selon les secteurs

et les périodes, le bassin versant du Yamé fut sujet à la culture du mil, du riz, du maraîchage et a représenté un point d'eau renommé pour tous les éleveurs de la bande sahélo-soudanienne. Pour répondre aux attentes de cette thèse, il sera nécessaire de définir les facteurs internes et externes de contrôle du système fluvial (Fig.I.1). Ainsi, l'étude à l'échelle du tronçon permettra de définir les échanges latéraux et longitudinaux (débits liquides et solides) et de prendre en compte les changements locaux des modes d'occupation du sol. À partir de tronçons échantillonnés au sein de la vallée, il sera possible de mettre en évidence les synchronismes révélateurs d'un fonctionnement hydrologique à l'échelle du bassin versant mais aussi les spécificités liées à des conditions locales. Enfin, dans un troisième temps, la comparaison avec les données disponibles à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest permettra d'estimer, d'une part la représentativité des résultats obtenus et d'autre part, de mesurer les spécificités de la réponse de ce bassin versant situé dans un contexte géologique particulier aux changements climatiques et anthropiques enregistrés à l'échelle sous-continentale.

Organisation du mémoire

La thèse est articulée en quatre parties subdivisées en dix chapitres. Compte tenu de la complexité de l'objet étudié, la présentation de méthodes et de concepts issus de différents champs disciplinaires a été nécessaire. Ces différentes approches et méthodes ont été utilisées afin de répondre à des questionnements et des objectifs situés à des échelles spatiales et temporelles spécifiques. Elles représentent pour chacune, une étape dans le déroulement de ce travail (Fig.I.2).

La première partie a pour objectif de présenter le **cadre d'étude**. Dans un premier temps, le contexte scientifique a été défini en mettant l'accent sur l'originalité du fonctionnement des systèmes fluviaux soudano-sahéliens (Chapitre 1). Ensuite, une présentation du terrain d'étude permet de montrer la diversité paysagère et humaine de la vallée du Yamé et les études paléoenvironnementales et archéologiques préexistantes (Chapitre 2). Enfin, le troisième chapitre s'attache à présenter les deux approches utilisées dans le cadre de cette thèse ainsi que les diverses méthodes qui en découlent.

Dans un deuxième temps (Partie 2), l'**approche géomorphologique** a permis de reconstituer les dynamiques hydro-sédimentaires à l'échelle locale (tronçon) puis pour l'ensemble de la vallée du Yamé. Tout d'abord, cette étude a été menée pour la période actuelle au travers d'une étude de terrain et d'un travail de SIG (Chapitre 4). Ensuite, la prospection et l'étude des archives sédimentaires à partir d'investigations de terrain et de laboratoire ont permis de reconstruire les dynamiques hydro-sédimentaires holocènes de la vallée du Yamé (Chapitre 5).

Une fois le cadre chronostratigraphique des dépôts holocènes établi, il a été possible de développer une **approche biogéographique** de ces enregistrements (Partie 3). En effet, grâce à l'étude du contenu phytolithique des archives sédimentaires, il est possible de reconstruire l'évolution du couvert végétal à différentes échelles spatiales (du tronçon au bassin versant) au cours de l'Holocène (Chapitre 7). Cependant, l'utilisation des phytolithes comme bio-indicateur dans les sédiments alluviaux n'ayant encore jamais fait l'objet de recherche, il a été nécessaire de s'intéresser auparavant à la valeur de leur enregistrement dans les dépôts actuels (Chapitre 6).

Enfin, les résultats de ces deux approches ont ensuite été confrontés les uns aux autres afin d'établir une image complète de l'**évolution du système fluvial au cours de l'Holocène** (Partie 4). L'objectif est ainsi de mettre en avant les premières hypothèses concernant les variables de contrôle responsables des transformations du système fluvial à l'échelle du tronçon (Chapitre 8) puis à l'échelle du bassin versant (Chapitre 9). Ces hypothèses sont ensuite confrontées avec celles des autres études paléoclimatiques et paléoenvironnementales conduites à l'échelle régionale (Chapitre 10). Pour finir, une discussion est

notamment menée avec les données archéologiques qui décrivent les dynamiques de peuplement et les principales transformations sociétales (innovations techniques, etc.) au cours des dix derniers millénaires afin de replacer la vallée du Yamé dans un contexte culturel plus large.

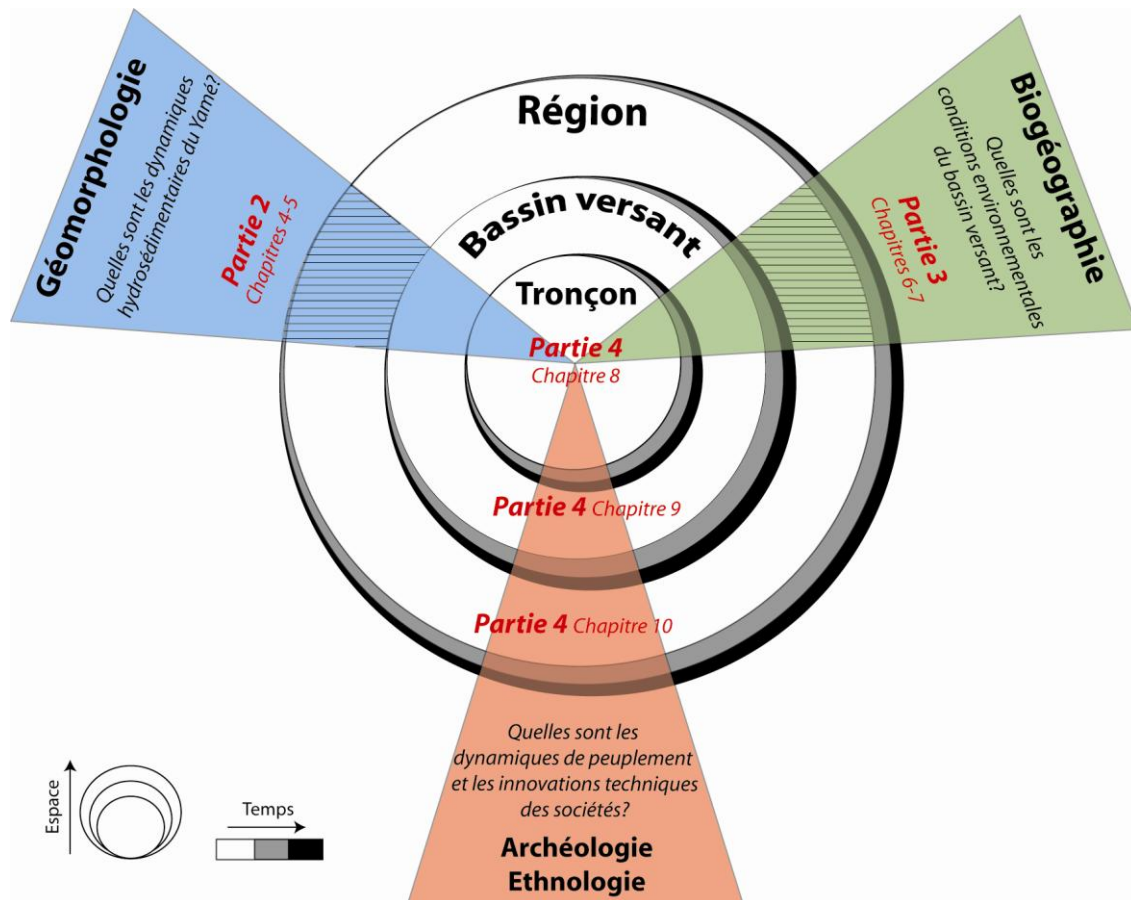


Figure I-2 : Interdisciplinarité et déroulement de la thèse



Contexte scientifique et objet d'étude

Chapitre 1 : Cadre thématique : le système fluvial en milieu soudano-sahélien.....	19
Chapitre 2 : Le cadre géographique : la vallée du Yamé.....	47
Chapitre 3 : Démarche de recherche : une interdisciplinarité centrée autour de l'étude des archives sédimentaires.....	75

Chapitre 1

Cadre thématique : le système fluvial en milieu soudano-sahélien

Introduction

Le système fluvial est façonné par des flux hydrologiques et de matières dont la dynamique dépend essentiellement des conditions environnementales au sein du bassin versant. Les variations climatiques, l'utilisation des sols ou encore les héritages géomorphologiques sont des variables de contrôles qui conditionnent les enregistrements sédimentaires du fond de vallée. Les réponses morphogéniques des systèmes fluviaux aux variations climatiques et à l'occupation du sol demeurent encore peu connues en Afrique de l'Ouest où la recherche s'est souvent concentrée sur d'autres milieux, en particulier lacustres. Dans ce contexte, il apparaît essentiel de proposer un modèle d'évolution sur le temps long du système fluvial et des zones humides associées mais aussi de s'interroger sur les variables de contrôles (naturelles et/ou anthropiques) ayant pu intervenir.

Afin de répondre à ces attentes, il est nécessaire de définir la manière dont nous envisageons le fonctionnement du système fluvial (1.1), de souligner l'originalité qui réside dans le fonctionnement des systèmes fluviaux ouest-africains (1.2) et de présenter les méthodes d'approches utilisées dans la thèse afin d'étudier les facteurs de contrôle qui interviennent dans leur évolution (1.3).

1.1. Définition du système fluvial

1.1.1. Système fluvial ou hydrosystème ?

Deux concepts complémentaires sont utilisés en hydrologie et en géomorphologie afin de caractériser le cours d'eau et ses espaces fonctionnels : le système fluvial et l'hydrosystème. Le concept de **système fluvial** formalise les interrelations entre le cours d'eau et son bassin versant (Schumm, 1977) alors que celui d'**hydrosystème fluvial** s'intéresse aux échanges de matières et d'énergie qui ont lieu entre le cours d'eau et la plaine alluviale (Amoros et Petts, 1993).

Adoptée par les géomorphologues, l'approche systémique des cours d'eau a le mérite de prendre en compte le fonctionnement de la totalité des flux et des formes au sein du bassin versant en dégagant des interactions, plutôt que de réduire l'analyse à l'étude des relations entre les composantes mesurables (Bravard et Petit, 1997). Le système fluvial repose sur une structuration longitudinale des échanges divisée en trois zones correspondant à des processus différents (Schumm, 1977).

- La **zone de production**, localisée à l'amont des bassins versants, est composée des versants et de tête de bassins qui ont pour principale fonction de produire des sédiments. La forte pente produit des vallées souvent confinées caractérisées par un encaissement étroit et profond des cours d'eau. Les processus d'érosion sur les versants prédominent.
- La moyenne vallée correspond à la **zone de transfert** des sédiments qui sont évacués par les flux hydrologiques. Ce processus nécessite une énergie assez importante du cours d'eau afin de transporter les sédiments provenant de l'amont. Malgré la réduction de la pente, l'apport hydrologique des affluents, très nombreux dans cette zone, confère au cours d'eau principal une énergie suffisante pour évacuer ces sédiments vers l'aval.
- Enfin, la zone située à l'aval est caractérisée par une baisse de la pente et par la réduction des apports par les affluents. L'énergie du cours d'eau est alors insuffisante pour évacuer les sédiments qui sont alors stockés. On parle de **zone d'accumulation** des sédiments.

Les sédiments sont érodés, transportés et déposés dans chacune de ces zones. On observe cependant qu'un des processus est toujours dominant mais il peut varier dans le temps selon l'évolution des conditions environnementales du bassin versant. D'une manière générale, on observe une atténuation de la pente, de la taille des sédiments mais aussi la formation progressive d'une plaine alluviale de l'amont vers l'aval du bassin versant.

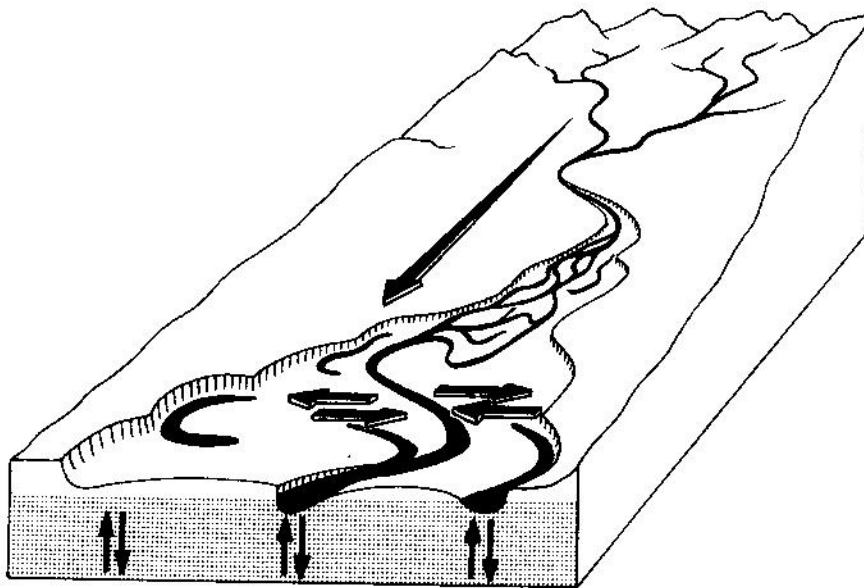


Figure 1.1 : Concept d'hydrosystème indiquant la tridimensionnalité des flux (longitudinale, transversale et verticale) (Amoros et Petts, 1993)

Dans le domaine de la géomorphologie fluviale, ces dernières décennies ont été marquées par une évolution des objectifs de la discipline, passant d'une recherche fondamentale à une recherche appliquée en réponse à une demande sociétale de plus en plus accrue. C'est dans ce contexte que le concept de système fluvial a été remis en question par les géomorphologues, lui reprochant d'être trop restrictif en ne considérant que le gradient longitudinal dans la compréhension des transferts d'eau et de matériaux (Amoros et Petts, 1993). L'importance des échanges latéraux et verticaux dans l'étude des dynamiques fluviales et des processus biologiques ont justifié la prise en compte d'un nouveau concept : l'**hydrosystème fluvial** (Roux, 1982 ; Amoros *et al.*, 1987, 1988 ; Amoros et Petts, 1993). Celui-ci se fonde sur l'intégration de la plaine alluviale comme un complexe écologique formé d'unités spatiales emboîtées et reliées entre elles par des flux (Bravard, 1998). La plaine alluviale n'est pas observée comme

simple aire de stockage des sédiments mais bien comme un assemblage des milieux particuliers où se développent des organismes vivants spécifiques. Le concept d'hydrosystème fluvial intègre les trois dimensions spatiales (longitudinale, transversale et verticale) mais aussi une dimension temporelle (Amoros et Petts, 1993). Cette dernière est très importante et doit être considérée avec plusieurs échelles emboîtées (Amoros et Petts, 1993).

- À l'échelle de **l'événement**, telles que les crues, la structure physique de l'hydrosystème ainsi que les peuplements peuvent être modifiés.
- À l'échelle de **la saison**, l'alternance entre la période d'étiage et de hautes-eaux joue un rôle majeur dans les flux bidirectionnels.
- À l'échelle du **temps séculaire** (centennale et décennale) les processus de la dynamique fluviale (érosion, alluvionnement, changement de style fluvial) modifient les biotopes et interfèrent avec les processus de successions écologiques (changements de peuplements,...)
- À l'échelle du **temps holocène** (milliers d'années et des siècles), des changements climatiques et anthropiques majeurs affectent l'organisation et le fonctionnement des hydrosystèmes fluviaux.

Ces deux concepts seront utilisés dans le cadre de ce travail en raison notamment de leur complémentarité. L'hydrosystème fluvial constitue un sous-ensemble du système fluvial, qui permet de mieux appréhender les échanges transversaux entre la rivière et ses annexes. Inversement, le système fluvial élargit le champ de vision et est indispensable lorsqu'il s'agit de comprendre la dynamique des formes fluviales dans ses relations avec les changements environnementaux et sociétaux qui affectent le bassin versant.

1.1.2. Fonctionnement du système fluvial : flux et réponses

1.1.2.1. Une histoire d'eau et de sédiments

Le système fluvial est régi par deux types de flux : les **flux liquides** (Ql) et les **flux solides** (Qs) qui constituent les variables de contrôle (ou variables externes).

Au sein du système fluvial, les **flux liquides** (Ql) correspondent à trois composantes différentes (Bravard et Salvador, 2009):

- l'écoulement de base, qui est assuré par l'eau des nappes phréatiques lorsqu'elles existent, permet l'écoulement d'étiage en saison sèche. Il peut être plus ou moins différé par rapport aux précipitations selon les caractéristiques physiques du bassin versant (géologie, sols, végétation...) et sa taille.
- des pulsations de débit, assurées par l'arrivée de l'écoulement hypodermique.
- l'écoulement rapide de crue, crée par les précipitations qui tombent directement sur les sols saturés ou imperméables (cuirasse, etc.) et qui sont ensuite transportés des interfluves vers le talweg par le processus de ruissellement.

Les **flux solides** (Qs) sont issus de l'érosion de la surface terrestre. Ils dépendent de la capacité de transport du cours d'eau et de la fourniture sédimentaire originaire du bassin versant et de l'érosion des berges. Les apports solides en provenance des interfluves résultent de la nature géologique du bassin versant, de l'énergie du relief et des processus qui permettent l'altération de la roche. Par exemple, en milieu montagnard, l'énergie du relief et des processus associés (glissements, écroulements, avalanches, érosion glaciaire et torrentielle...) produisent et transportent des matériaux hétérométriques et de grandes

tailles (blocs...). En revanche, en régions de plaines et de plateaux, seuls des particules fines (majoritairement des sables et des limons) issues de l'érosion des sols ou des dépôts fins d'origine pléistocène (loess) sont mobilisés. Au sein du système fluvial, le principal vecteur de ces flux solides est l'eau. La végétation est un élément prépondérant qui peut jouer le rôle de peigne à sédiments et limiter l'apport sédimentaire dans les fonds de vallée. En revanche, lorsque les sols sont nus ou cultivés, l'érosion s'accroît ainsi que l'apport sédimentaire dans le fond de vallée.

Les flux liquides et solides ne circulent pas à la même vitesse au sein du bassin versant. Généralement, les flux liquides circulent de manière directe alors que la vitesse de circulation des sédiments dépend de leur taille et de leur transport par les eaux.

1.1.2.2. Réponses du système fluvial face à la variabilité des flux

« Les chenaux fluviaux sont des enveloppes déformables qui ajustent leur géométrie à la réalisation du transfert optimal d'eau et de sédiments » (Bravard et Salvador, 2009). Les variables susceptibles de s'ajuster concernent les trois dimensions, à savoir la longueur d'onde des sinuosités observées (λ), la pente (P), la profondeur (p) et la largeur du chenal fluvial (l). Elles correspondent aux variables internes (ou d'ajustement) alors que les flux liquides (Ql) et solides (Qs) sont des variables externes (ou de contrôle). L'ajustement des variables internes à la modification des flux d'eau et de matières produit de nouveaux styles fluviaux qui peuvent être soit de l'ordre des chenaux en tresses (chenaux multiples enserrant des bancs alluviaux mobiles) et des chenaux à méandres ou chenaux multiples à sinuosité prononcée (Si).

Les modifications des variables internes selon l'évolution relative dans le temps des variables externes peuvent être exposées de la façon suivante (les signes + et – représentent respectivement une augmentation et une diminution de la variable) :

Variables de contrôle	Variables internes ajustées	Style fluvial	
$Ql^+ > Qs^+$	$l^+, p^+, l/p^+, \lambda^+, P^+, Si^-$	Incision (tresses)	(1)
$Ql^- < Qs^-$	$l^-, p^+, l/p^-, \lambda^-, P^-, Si^+$	Incision (méandres)	(2)
$Ql^- > Qs^-$	$l^-, p^-, l/p^-, \lambda^-, P^-, Si^+$	exhaussement (méandres)	(3)
$Ql^+ < Qs^+$	$l^+, p^-, l/p^+, \lambda^+, P^+, Si^-$	exhaussement (tresses)	(4)

Tableau.1.1 : Ajustement des variables internes à la modification des flux liquides et solides
(adapté de Starkel, 1983)

Lorsque le débit liquide est abondant par rapport au travail à effectuer pour le transport de la charge de fond, l'énergie du cours d'eau est forte (1) et (2). Il en résulte un déstockage sédimentaire qui se traduit par l'incision du chenal. En revanche, lorsque le débit liquide est insuffisant par rapport aux entrées de charge de fond dans le système, le lit tend à s'exhausser (3) et (4). Dans tous les cas, lorsque le débit solide se réduit, peu importe que le débit liquide soit faible (2) ou fort (3), le cours d'eau ajuste sa forme en plan. L'allongement du tracé est une façon de dissiper l'énergie induite par les flux liquides notamment lorsque la pente est réduite.

Il est généralement admis que l'équilibre d'un système fluvial est lié au fait que les entrées d'eau et de matières sont équivalentes aux sorties (Bravard et Petit, 1997). Ce principe est à la base du concept d'équilibre dynamique qui postule que les systèmes sont capables de retrouver un état proche de l'origine après une perturbation. C'est la résilience du système qui intervient après un temps de relaxation, nécessaire au rétablissement de conditions d'équilibre dynamique. Cette capacité du système à rétablir des conditions proches de son état initial est fonction de l'aptitude du système à mettre en jeu des processus de rétroaction négative. Le temps de réponse du système face à une perturbation peut être décomposé en deux temps : un temps de réaction (période nécessaire à la mise en œuvre de l'ajustement) et un temps de relaxation (Knighton, 1984).

Cependant, le temps de réponse dépend aussi de l'échelle spatiale des formes considérée (Knighton, 1984). L'ajustement des microformes du lit se fait à l'échelle de la crue ou de la saison, celui des styles fluviaux se fait à l'échelle des décennies ou du siècle alors que l'ajustement du profil en long de l'ensemble du système opère à l'échelle des siècles et des millénaires (Fig. 1.2).

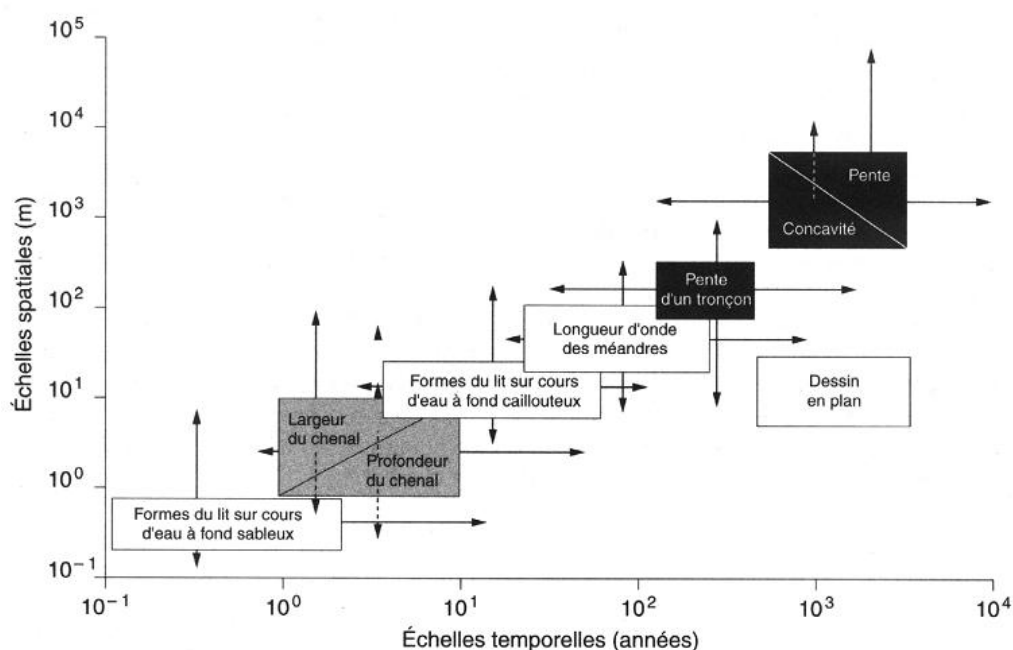


Figure 1.2 : Echelles spatiales et temporelles des formes fluviales (d'après Knighton, 1984)

1.2. Le cours d'eau en milieu semi-aride : un système fluvial original

Souvent qualifiés d'oueds ou encore de marigots, les cours d'eau en milieu semi-aride représentent un organisme hydrologique avec un fonctionnement particulier. L'originalité des systèmes fluviaux tropicaux réside dans leur inégale répartition spatiale et temporelle, ce qui en fait des milieux où les enjeux sont très nombreux. De plus, par leur forte vulnérabilité au changement climatique, ils font l'objet depuis les années 1970 d'une attention particulière de la part des politiques ainsi que des scientifiques.

1.2.1. Le poids des contraintes climatiques dans le fonctionnement des systèmes fluviaux et des zones humides

1.2.1.1. Le cadre climatique ouest-africain

L'Afrique de l'Ouest est soumise à un climat tropical sous influence d'un phénomène de mousson qui induit une forte inégalité des précipitations dans l'espace et dans le temps. Cette saisonnalité des précipitations conditionne directement la distribution des types de climats et des formations végétales.

Le régime et la répartition des précipitations sont essentiellement tributaires du balancement de la **zone intertropicale de convergence (ZITC)**, une ceinture de basses pressions localisée aux environs de l'Equateur qui est formée par la convergence de deux masses d'air :

- l'Harmattan, un alizé venant du nord-est, qui est un vent sec et chaud, tropical et continental.
- l'anticyclone de Sainte-Hélène, plus connu sous le nom de *mousson* correspond à un vent tiède et humide, équatorial et maritime en provenance du sud-ouest.

La zone de convergence entre ces deux masses d'air suit une direction sud-nord-sud au cours de l'année en accompagnant, avec un décalage de quelques semaines, les oscillations apparentes au soleil de part et d'autre de l'Equateur (Leroux, 1983). La rencontre de ces deux masses d'air s'accompagne de courants ascendants qui provoquent la formation de nuages verticaux et de pluies à caractères orageux et souvent abondantes. Ces averses qui portent le nom de « ligne de grain », régissent en grande partie les précipitations en Afrique de l'Ouest (Fig.1.3).

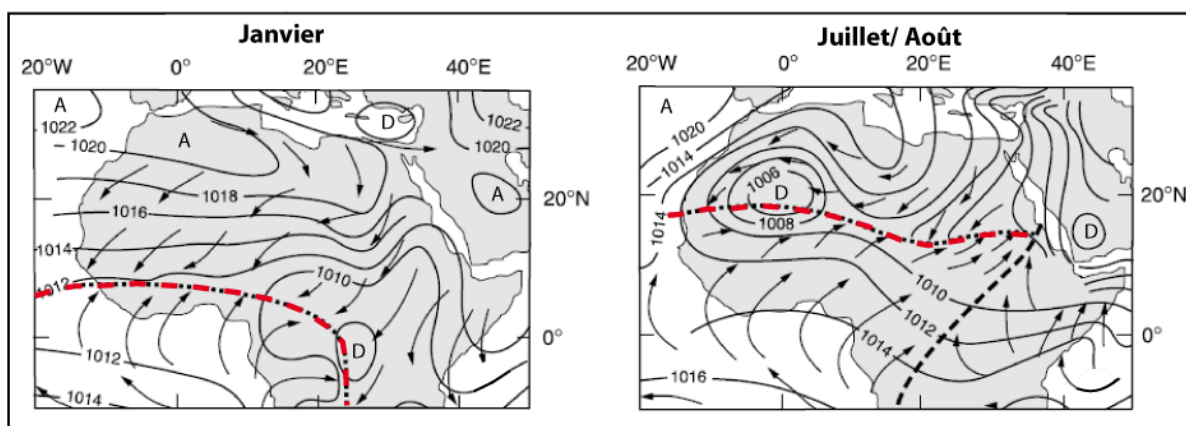


Figure 1.3 : Circulations atmosphériques en janvier et juillet en Afrique de l'Ouest. La ZITC est en pointillé rouge (d'après Nicholson, 1996 dans Gasse, 2002)

La ZITC suit le balancement saisonnier des masses d'air imposé par les refroidissements polaires. En janvier, la ZITC est localisée à la ligne de partage entre les deux hémisphères (3-4°N). Les masses d'air froid arctique repoussent vers le sud les masses d'air tropical (anticyclones des Açores et sahariens) tandis que l'anticyclone de Sainte-Hélène s'affaiblit. En revanche, en juillet/août, les masses d'air antarctique repoussent vers le nord l'anticyclone de Sainte-Hélène. Il remonte alors vers le Nord et se retrouve dévié vers l'Est par les forces de Coriolis lors du franchissement de l'Equateur. En juillet/août, la ZITC se retrouve alors au 18-20°N.

Ainsi, en janvier, la ZITC s'arrête au niveau d'Abidjan car la fraîcheur relative du Golfe de Guinée l'empêche de descendre plus au sud. À partir de janvier-février, elle progresse lentement en direction du tropique de Cancer où elle atteindra en août sa position la plus septentrionale. C'est la saison humide en zone soudanienne et sahélienne. Au début de septembre, elle redescend vers le sud pour rejoindre sa

position de janvier, laissant place à l'Harmattan qui envahit progressivement le continent africain : c'est la saison sèche. Comme pour la saison des pluies, la durée de la saison sèche est différente selon l'extension latitudinale de l'influence de la mousson (Fig.1.4).

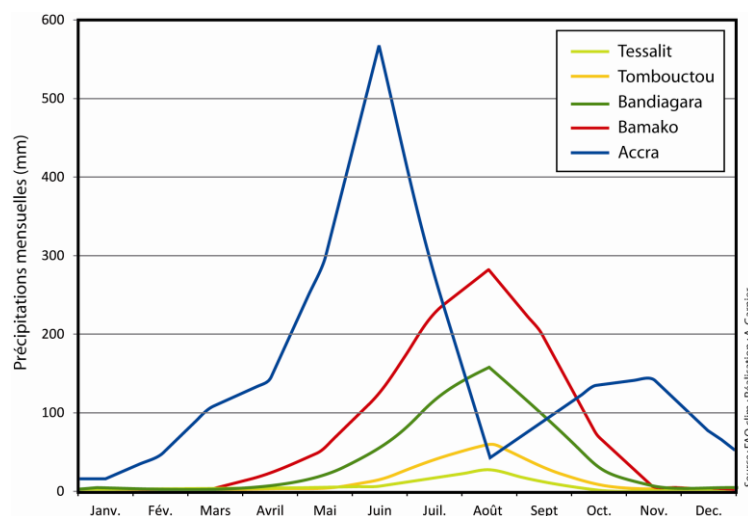


Figure 1.4 : Précipitations mensuelles pour quatre stations localisées dans les différentes zones bioclimatiques d'Afrique de l'Ouest: Tessalit (Mali) en zone saharienne, Tombouctou (Mali) en zone sahélienne, Bandiagara (Mali) en zone sahélo-soudanienne, Bamako (Mali) en zone soudanienne et Accra (Ghana) en zone guinéenne.

Ainsi, les Pays du Golfe de Guinée comportent deux saisons des pluies alors que pour les zones sahéliennes et soudaniennes, la période pluvieuse est répartie seulement sur une seule saison de deux à cinq mois selon la latitude. En zone saharienne, la saison sèche s'étale sur douze mois puisque la mousson ne peut atteindre ces régions septentrionales.

La distribution spatiale et temporelle de la zone intertropicale de convergence (ZITC) détermine la durée de la saison des pluies ainsi que la quantité des précipitations. Il en résulte une disposition des zones climatiques en bandes latitudinales (Fig.1.5). Ces grandes zones sont déterminées par des seuils pluviométriques mais les limites peuvent être sujettes à des variations d'une année sur l'autre en fonction des conditions climatiques (Nouaceur, 2001). On retrouve la même organisation latitudinale pour les zones de végétation puisque la physionomie du tapis végétal est principalement conditionnée par les précipitations.

- La **zone saharienne** est caractérisée par une forte aridité avec une pluviométrie qui n'excède pas 100 mm par an. La végétation est quasiment inexistante. Seuls les quelques jours de pluies permettent à une végétation graminéenne à croissance rapide de pousser.
- La **zone sahélienne** est marquée par une courte saison humide, allant de 3 à 4 mois et des précipitations comprises entre 100 et 600 mm par an. Les formations végétales sont discontinues dans l'espace et fugitives dans le temps avec une dominance de la strate graminéenne (Nouaceur, 2001).
- La **zone soudanienne** comprend une saison humide plus longue de 4 à 6 mois pour des précipitations comprises entre 600 et 1200 mm par an. La végétation est caractérisée par une savane arborée/arbustive.
- La **zone guinéenne**, située au sud profite d'un climat très humide avec une saison des pluies oscillant entre 9 et 12 mois et des précipitations dépassant 1200 mm par an. Ce domaine bioclimatique est majoritairement dominé par la forêt.

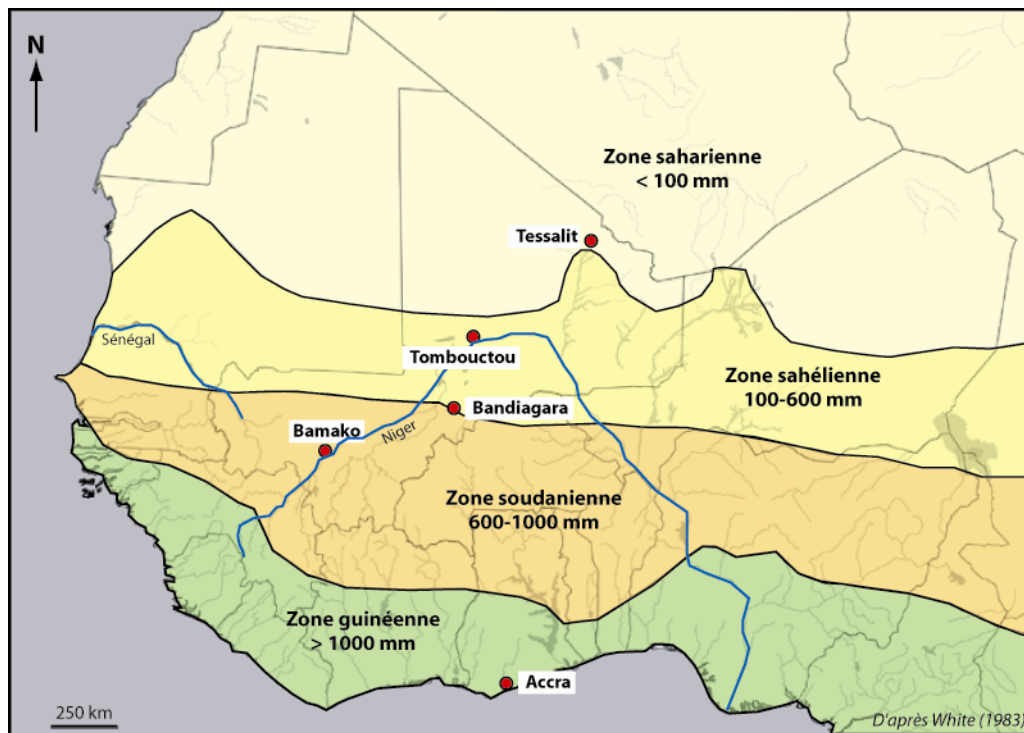


Figure 1.5 : Organisation latitudinale des zones bio-climatiques (d'après White, 1983)

1.2.1.2. Les régimes hydrologiques : une forte relation entre précipitations et débit

Sur le continent ouest-africain, le fonctionnement des systèmes fluviaux et des zones humides est commandé essentiellement par les conditions climatiques. Le régime des fleuves et des cours d'eau est dépendant de la répartition et de la quantité des précipitations. La plupart des cours d'eau ouest-africains ont un régime de type **tropical pluvial**, commandé par le régime des pluies. Ainsi, si l'on s'intéresse à l'hydrogramme du fleuve Sénégal à Bakel (Sénégal) et au diagramme des précipitations mensuelles pour la même station, on observe une certaine corrélation (Fig.1.6).

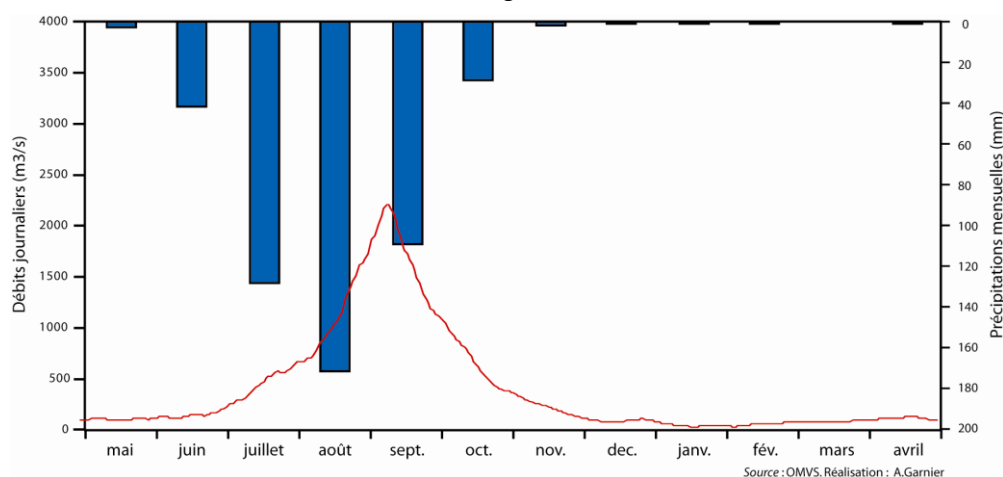


Figure 1.6 : Hydrogramme du Sénégal (médiane 2001-2010) et diagramme des précipitations à la station de Bakel (Sénégal).

Ils sont caractérisés par un fort déficit hydrologique. L'existence de cours d'eau permanents s'explique soit par la présence locale d'aquifères permettant une alimentation continue en eau, soit par une source dans une zone où les précipitations sont plus importantes. C'est notamment le cas pour le Niger et le

Sénégal qui prennent leur source en zone guinéenne. En revanche, la plupart des cours d'eau saharo-sahéliens ont un régime qualifié de « spasmodique » où la crue est souvent la seule manifestation du régime.

Le régime des systèmes fluviaux de la zone soudano-sahélienne est assez complexe puisque plusieurs facteurs peuvent intervenir dans la caractérisation de leur fonctionnement hydrologique. Même si les conditions climatiques constituent la première variable de contrôle ; à l'échelle locale, les caractéristiques géologiques et topographiques peuvent aussi influencer le régime hydrologique.

La variabilité importante du régime des pluies engendre une forte variation saisonnière des débits. Le rapport entre les périodes d'étiage (novembre-mai) et les périodes de crues (juillet-octobre) est très élevé, ce qui est caractéristique des cours d'eau drainant des régions à très longue saison sèche. Le débit augmente à partir du mois de juin mais n'est vraiment significatif qu'à partir du mois de juillet alors que le débit maximal est observé au début du mois de septembre. L'existence d'un décalage entre le maximum des précipitations (août) et le plus haut niveau des eaux (septembre) est à mettre en relation avec la vitesse de l'écoulement et de l'alimentation des nappes phréatiques (Riser, 1999). La décrue s'amorce mi-septembre jusqu'au mois de novembre où ensuite, l'écoulement du Sénégal devient très faible. Pendant la saison sèche, les nappes phréatiques qui alimentent le fleuve Sénégal lui permettent de ne pas s'assécher. En revanche, pour la majeure partie de ses affluents comme pour l'ensemble des petits cours d'eau sahélo-soudaniens, à alimentation essentiellement pluviale, l'assèchement durant la saison sèche est la règle. Ces cours d'eau tarissent à partir du mois de décembre.

1.2.2. Des milieux essentiels au développement des populations

De par les nombreuses fonctions qu'ils occupent, les cours d'eau et les plaines alluviales ont toujours été attractifs pour les sociétés humaines. Dans un milieu où la ressource en eau est mal répartie à la fois dans l'espace et dans le temps, la dépendance des sociétés vis-à-vis de celle-ci est encore plus accrue et la rend vulnérable au moindre changement climatique.

1.2.2.1. Des fonctions vitales

Les systèmes fluviaux et les zones humides sont souvent qualifiés de « reins de la planète » en raison des processus naturels de filtration qui agissent lorsque l'eau les traverse. Ils constituent un écosystème particulier et présentent une diversité d'habitats qui en font des entités paysagères d'un grand intérêt pour les populations. Ils assurent plusieurs fonctions vitales à la survie de l'homme et au développement des sociétés.

Le premier problème auquel est confronté l'homme dans les zones saisonnièrement arides est de se procurer l'**eau de boisson**, condition nécessaire de sa survie et de celle de ses animaux. Les systèmes fluviaux et les zones humides associées représentent ainsi des espaces vitaux pour l'homme et le bétail. Même si aujourd'hui de nombreux puits ont été creusés dans les villages afin d'assurer un approvisionnement permanent aux populations, l'existence de cours d'eau et de zones humides permanents en saison sèche est une condition nécessaire pour les éleveurs.

Au-delà de la fonction essentielle d'eau potable qu'ils assurent, les systèmes fluviaux pourvoient aussi une **fonction domestique**. Dans les zones où l'eau n'est pas courante comme c'est le cas pour 40% de la population ouest-africaine et centrale, les cours d'eau et les zones humides représentent la seule possibilité de se laver et de nettoyer son linge.

Enfin, les cours d'eau et les zones humides, par leur particularité hydrologique et paysagère, représentent une diversité d'habitats faunistiques et floristiques et constituent un écosystème extrêmement

productifs. Ils sont riches en ressources alimentaires et occupent, notamment dans les milieux secs, la fonction de **garde-manger**. Trois systèmes de production peuvent être attribués aux systèmes fluviaux aujourd'hui : la pêche, l'élevage et l'agriculture. Le delta intérieur du Niger est un exemple dans la combinaison de ces trois systèmes de production alimentaire. D'une surface de plus de 20000 km² en extension maximale (Andersen *et al.*, 2005), cette plus vaste zone humide d'Afrique de l'Ouest est alimentée par les eaux du fleuve Niger. Chaque année, elle fait l'objet d'une activité humaine intense qui se développe au rythme de la crue (Gallais, 1984). La trilogie « eau, herbe, terre » caractéristique de cette région et rendue célèbre par J. Gallais (1967b) sert de fondement au partage de l'espace et à la complémentarité des productions des divers groupes ethnico-professionnels qui s'y côtoient (Mayor, 2011). Pêcheurs, riziculteurs et éleveurs exploitent tour à tour les eaux et les terres du Delta intérieur du Niger (Fig.1.7). Traditionnellement chacun de ces systèmes est pris en charge par un groupe ethnique dominant (la pêche par le bozo, l'élevage par le peul et l'agriculture par le groupe nono-rimaïbé) (Tab.1.2).



Figure 1.7 : Les trois systèmes de production dans le Delta intérieur du Niger : (A) Pêche ; (B) Elevage ; (C) Riziculture.

Ethnie	Activités	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Bozo	Pêche												
Nono/Rimaïbé	Riziculture												
Peul	Pastoralisme												
Dogon, ...	Agriculture (mil,...)												

Tableau 1.2 : Calendrier agro-pastoral du delta intérieur du Niger

Au début de la saison humide (juin-juillet), les riziculteurs Nono et Rimaïbé sèment le riz avant l'arrivée de la crue. À l'arrivée des nouvelles eaux, la vaste surface disponible, l'abondance de la nourriture, la sureté des abris constitués par les bourgoutières¹, permettent aux poissons de se reproduire et de se développer dans des conditions optimales (Daguet, 1949). Une fois la décrue amorcée, les pêcheurs bozos vont profiter de la migration des poissons pour pratiquer leur activité. La pêche commence réellement avec le renversement des eaux vers le fleuve à partir du mois de janvier et subsiste jusqu'à l'arrivée des premières pluies (juin-juillet). C'est aussi au cours de la décrue que les Nono vont récolter leur semence alors que les éleveurs peuls attendent à la périphérie, sur les sols exondés, leur entrée dans le Delta intérieur. Celle-ci est réglementée et nécessite trois impératifs : raréfaction des pâturages aux alentours,

¹ Zones de pâturages des plaines inondables constituées principalement de l'espèce *Echinochloa stagnina*, dotée de hautes qualités fourragères pour le bétail.

baisse du niveau d'eau et fin des récoltes du riz (Gallais, 1984). Une fois ces conditions remplies, ils peuvent parcourir les pâturages extrêmement riches du Delta intérieur, constitués principalement de l'espèce *Echinochloa stagnina*, plus connue sous le nom de bourgou. Ils se dispersent dans l'ensemble du delta jusqu'à l'arrivée des premières pluies où ils partent ensuite sillonner les pâturages du Sahel redevenus verdoyants et les cours d'eau temporaires, de nouveau fonctionnels.

Ainsi, même si pour l'ensemble des cours d'eau ouest-africains, les trois systèmes de production ne sont pas pratiqués, les cours d'eau temporaires font toujours l'objet d'un intérêt de la part des éleveurs lors de la saison humide et des populations locales qui y pratiquent la pêche pour leur consommation personnelle. En revanche, les cours d'eau permanents servent de zones de repli pour le cheptel lors de la saison sèche. Depuis quelques décennies, le maraîchage s'est fortement développé le long des rives des cours d'eau permanents, comme c'est le cas à l'amont du Yamé (cf : Chapitre 2). Culture de contre-saison, le principe de l'irrigation est de combler le déficit hydrique des terres par des apports d'eau, ce qui permet ainsi de cultiver des terres exondées et sèches, d'améliorer le rendement ou encore d'augmenter la superficie cultivée. Elle se pratique surtout dans les plaines alluviales, dont le faible relief favorise les dessins de réseaux de canaux et la proximité de l'eau facilite son cheminement jusqu'aux parcelles cultivées.

Les milieux fluviaux ouest-africains représentent des espaces productifs où les enjeux sont nombreux et constituent des zones d'intérêts stratégiques du point de vue du développement **socio-économique**. Le secteur primaire est largement dépendant des ressources hydriques disponibles. Par exemple, au Mali, 80% de la pêche provient du Delta intérieur du Niger et les riziculteurs fournissent près de la moitié de la production de riz pour le pays (Marie *et al.*, 2007).

Les cours d'eau et les zones humides associées représentent un moteur du développement des activités économiques que sont : l'adduction en eau potable, l'agriculture, l'élevage, la pêche, l'industrie. D'autres activités telles que le transport et le tourisme sont aussi bénéficiaires de la présence de ces milieux fluviaux.

1.2.2.2. Des espaces convoités

Pendant longtemps, les zones humides ont également été considérées comme des milieux insalubres et vecteurs de maladies. En Afrique de l'Ouest, de nombreuses maladies, pour la plupart endémiques au domaine tropical, restent un problème majeur (paludisme, bilharziose, onchocercose...). Malgré cela, ces espaces ont toujours attiré les populations en raison des nombreuses fonctions essentielles qu'elles assurent.

a. Une occupation ancienne

Depuis le Paléolithique, les sites ont toujours été liés à un point d'eau ; source, puits artésien, cours d'eau ou lac. Mis à part la fonction première qui était l'approvisionnement en eau, ces points d'eau étaient aussi lieux de chasse et de pêche. Ils fournissent aussi les matières premières (cailloux, galets...) pour fabriquer outils et armes. La proximité avec l'eau était alors nécessaire, notamment pour les camps de longue durée. Le choix d'un emplacement nous enseigne sur les préoccupations des hommes et la considération de divers facteurs. Ces facteurs vont être différents selon la période concernée mais aussi selon les conditions climatiques locales. Ainsi, en Europe, les camps étaient toujours situés près d'un cours d'eau ou d'une source mais ils étaient fréquemment installés sous un abri-rocheux ou dans une grotte afin de se préserver du froid et de l'agressivité des animaux (Julien, 2000). En Afrique, où les conditions climatiques sont plus clémentes, les habitats sont majoritairement localisés en plein air, sur les berges, sur les terrasses anciennes et exceptionnellement sous des abris ou dans des grottes (Julien, 2000). Cependant,

ces habitats de plein air présentent tous le même danger face à la présence d'animaux prédateurs et les hommes devaient craindre aussi la montée des eaux du fleuve lors des variations saisonnières. Elles ont parfois permis, comme à Ounjougou, pour le bonheur des archéologues, la préservation d'artefacts. Ainsi, les cours d'eau et zones humides ont toujours été des lieux privilégiés d'habitats. Même si l'économie de ces sociétés reposait essentiellement sur la chasse et la cueillette, la présence de milieux fluviaux ou lacustres assurait toute l'année une ressource alimentaire supplémentaire et substantielle avec la pêche.

L'Homme en devenant sédentaire et agriculteur va accroître sa dépendance vis-à-vis de son environnement et notamment du climat et de la présence d'eau même si l'expansion de l'élevage a été limitée par les zones humides en raison de la présence de la mouche tsé-tsé (*Glossina palpalis*), vecteur de la trypanosomiase, appelée plus couramment la maladie du sommeil (Smith, 1992, 2004, 2005 ; Gifford-Gonzalez, 2000 ; Marshall et Hildebrand, 2002 ; Neumann, 2003, 2005 ; Jousse, 2003, 2004 ; Linseele, 2007 ; Lesur-Gebremariam, 2010). Cette maladie touche principalement les bovins et les caprins mais est aussi dangereuse pour les hommes. La répartition de la mouche tsé-tsé semble aujourd'hui limitée à des zones dont les précipitations sont supérieures à 1000 mm/an (Laveissière et Touré, 1982).

Au cours du 4^{ème} millénaire avant notre ère, la tendance généralisée à l'assèchement en Afrique de l'Ouest va fortement modifier les modes de vie des sociétés. On constate durant cette période la diffusion de l'élevage et de l'agriculture accompagnée d'importants mouvements de population du Sahara vers le sud pour la recherche de nouvelles ressources en eau (Breunig et Neumann, 2002 ; Raimbault, 1996 ; Vernet, 2002). Cette transformation climatique datée du 4^{ème}-3^{ème} millénaire avant notre ère a été le moteur de la propagation de l'élevage en Afrique de l'Ouest (Jousse, 2004). L'aridification du climat a permis d'ouvrir de nouvelles aires au pastoralisme, auparavant inaccessibles en raison de la présence de la mouche tsé-tsé. Dans un premier temps, l'expansion de l'élevage à partir du Sahara suivant un gradient Sud-ouest, semble éviter le Delta intérieur du Niger et le lac Tchad, qui sont les plus vastes zones humides en l'Afrique de l'Ouest (Ozainne, 2013). Cependant, une intensification de peuplement dans toute la vallée du Niger, coïncidant avec les migrations de populations sur un axe Nord-Sud et Est-Ouest, est observée. Au cours du 1^{er} millénaire avant notre ère, l'économie se diversifie alliant la pêche, la chasse, l'élevage, l'agriculture et au cours du 1^{er} millénaire de notre ère avec la métallurgie du fer et le commerce dans l'ensemble de la boucle du Niger (Mayor, 2011). Le fleuve Niger représente dès lors un axe privilégié de transport de marchandises et favorise les échanges. La succession d'empires pré-coloniaux en Afrique de l'Ouest entre le 8^{ème} et le 19^{ème} siècle a permis la construction de villes localisées sur le Niger telles que Tombouctou, Gao, Djenné, Niani, Ségou...

b. Les systèmes fluviaux : facteurs de densité de population ?

Les systèmes fluviaux apparaissent comme un facteur prédominant dans l'organisation spatiale des hommes. Cependant, suivant les conditions climatiques, ils représentent un facteur attractif ou répulsif pour les hommes. Cette ambiguïté se reflète très bien à l'échelle du territoire malien où l'influence du réseau hydrographique dans la répartition des populations est assez contrastée (Fig.1.8).

Avec 14,5 millions d'habitants pour 1200000 km², le Mali est un pays peu peuplé avec une densité de seulement 12 habitants au km². Cependant, la population est mal répartie dans l'espace. Dans la partie nord du pays, en majeure partie désertique, la population ne représente que 8,9% pour 60% du territoire (Arnaud, 2010). En zone sahélienne, les populations sont essentiellement concentrées à proximité du fleuve Niger, qui forme ainsi une bande continue de villages au sein des étendues semi-désertiques du Gourma et du Haoussa. En zone soudanienne, le phénomène s'inverse. Les vallées sont souvent moins peuplées que les interfluves, et même parfois vides, du fait des conditions sanitaires contraignantes (onchocercose, trypanosomiase).

Dans les zones où la pluviométrie est abondante, les milieux fluviaux et les zones humides associées peuvent être des milieux répulsifs pour l'établissement des hommes et de leur bétail et représentent un inconvénient au bon développement des sociétés. Au contraire, dans les milieux semi-arides, ces espaces sont attractifs et représentent un facteur essentiel dans la répartition de la population (Arnaud, 2010).

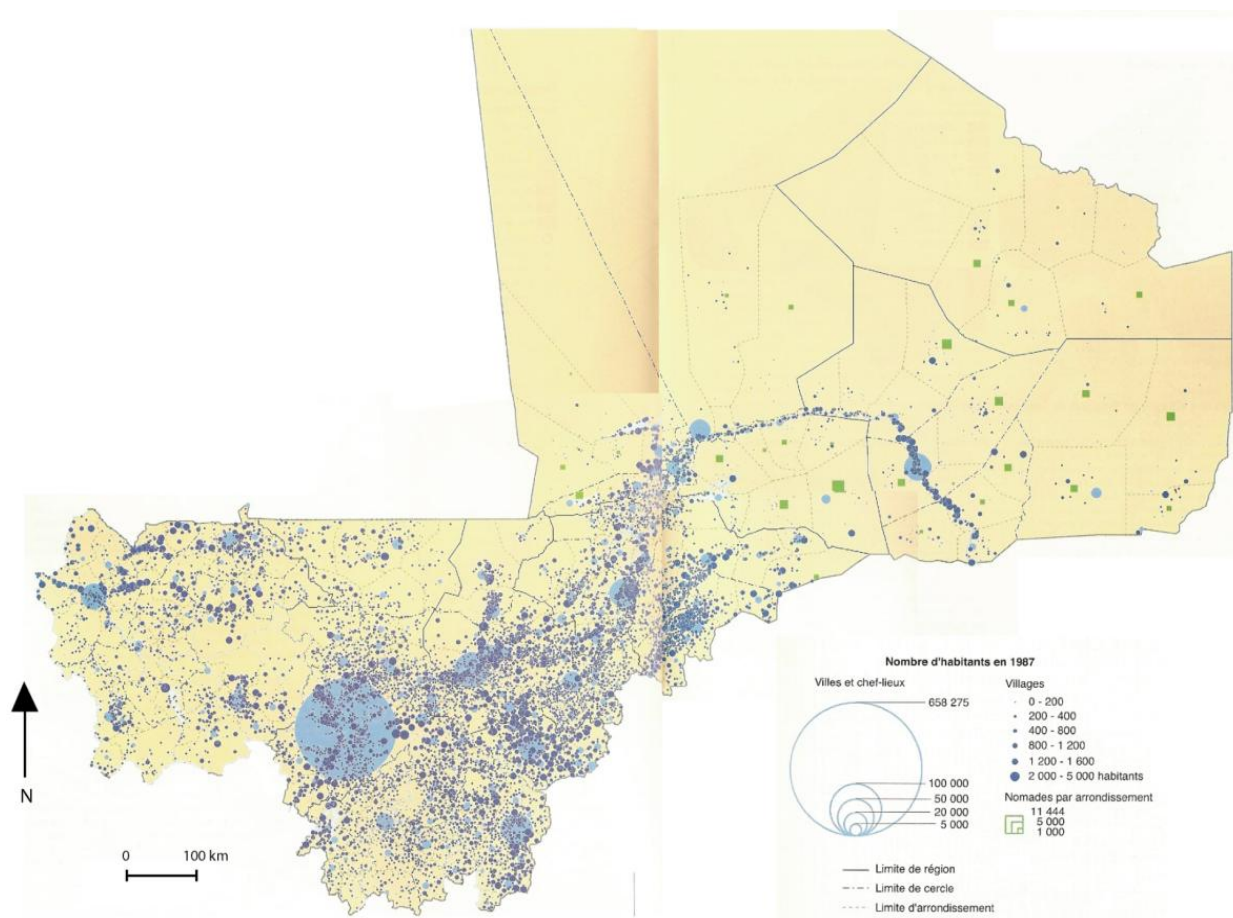


Figure 1.8 : Répartition de la population pour le territoire malien en 1987
 (d'après Arnaud et Lerebourd Pigeonnière, 2001)

1.2.3. Vulnérables au changement climatique : exemple de la crise des années 1970-1980

Leur forte dépendance aux régimes pluviométriques et les enjeux qu'ils représentent pour les populations rendent les systèmes fluviaux vulnérables au moindre changement climatique. En Afrique de l'Ouest mais notamment dans la zone sahélienne, les conditions climatiques, marquées par une forte variabilité spatiale et temporelle, connaissent des dérèglements chroniques et de grandes ampleurs telles que les crises de sécheresses dans les années 70-80.

1.2.3.1. Impacts du changement climatique sur les milieux fluviaux

Les années 1960, 1970 et 1980 ont enregistré un *déclin significatif du volume des précipitations* et de la saison humide. La moyenne annuelle de la pluviométrie a baissé de 10% dans la zone tropicale et de plus de 30% pour la région sahélienne (Mainguet, 1995). Le déplacement des isohyètes vers le sud illustre ce mouvement de variation des précipitations avec un glissement variant entre 150 et 250 km suivant la

zone concernée (L'Hôte et Mahé, 1996) (Fig.1.9-A). Ainsi, au Tchad, Seignobos (1984) indique un repli de l'isohyète 500 mm sur celle de 800 mm en année normale.

Une variation similaire est observée pour l'ensemble des systèmes fluviaux et de la ressource en eau pendant cette période. Dans beaucoup de cas, la **baisse des écoulements** est même plus importante que celle des précipitations. Andersen *et al.* (2005) soulignent qu'en général, un déficit de 10 à 30% des précipitations entraîne un déficit de 20 à 60% des débits de rivière. Les débits des fleuves Sénégal et Gambie ont diminué de près de 60% au cours de la période 1971-1989 alors que les précipitations annuelles ne baissaient que de 25% (Mahé et Olivry, 1995). Cela confirme que les débits sont nettement plus affectés par les crises climatiques que les précipitations. Les systèmes fluviaux des milieux semi-arides, extrêmement sensibles, ont alors un temps de réponse qui peut être très différent des cours d'eau des milieux tempérés.

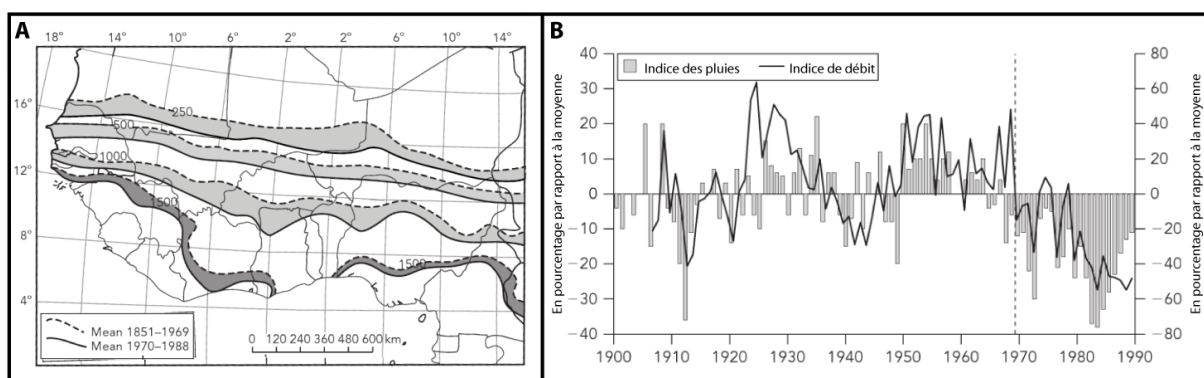


Figure 1.9 : Les crises climatiques des années 70-80 en Afrique de l'Ouest.

(A) Déplacement des isohyètes vers le sud (source : L'Hôte et Mahé, 1996); (B) Variation annuelle des pluies moyennes et indices de débit du Niger pour l'Afrique soudano-sahélienne depuis le début du 20^e siècle (source : Olivry *et al.*, 1993)

Olivry (1998) a noté que la relation à long terme entre les précipitations et le débit est fortement influencée par le débit de base des eaux souterraines. La succession de périodes sèches contribue à la réduction du débit de base. Le retour à un débit « normal » en rivière implique la recharge des aquifères, qui nécessite plusieurs années humides successives. Ainsi, les années sèches des années 1970 et 1980 ont vu le débit du Niger baisser à des niveaux encore jamais atteints. Malgré une augmentation des précipitations dans la seconde moitié des années 1980, les débits du Niger ne présentent pas de corrélation directe avec cette augmentation (Fig.1.9B). Ainsi, les réponses hydrologiques différées du fleuve Niger indiquent que même quelques années humides ne suffisent pas à redonner au fleuve son débit normal (Olivry *et al.*, 1993). On assiste pour les années particulièrement difficiles comme en 1983, 1984 et 1987 à des étiages exceptionnels allant jusqu'à l'arrêt des écoulements pour des cours d'eau normalement permanents comme le Bani à Douna ou encore le Niger à la hauteur de Niamey (Niasse, 2003).

Les zones humides ont aussi fait l'objet d'une réduction significative de leur surface inondée. La superficie maximale inondée du Delta intérieur du Niger est passée de 37000 km² au début des années 1950 à environ 15000 km² en 1990 (Niasse, 2003). Le lac Faguibine, situé dans la région des lacs à l'aval du Delta intérieur du Niger, a vu sa superficie diminuer de près de la moitié entre 1974 et 1982 (Courel, 1985). Le lac Tchad, plus grand lac d'Afrique de l'Ouest, enregistre aussi de façon significative les périodes de sécheresses des années 1970-1980. Formé d'une nappe peu profonde, il est très vulnérable à la sécheresse d'autant plus que l'évaporation y est très importante. Sa superficie inondée est passée de 25000 km² dans les années 1950 à seulement 2500 km² aujourd'hui. Une des conséquences fut la division du lac en deux cuvettes distinctes. Aujourd'hui, seule la cuvette sud est permanente (Fig.1.10).

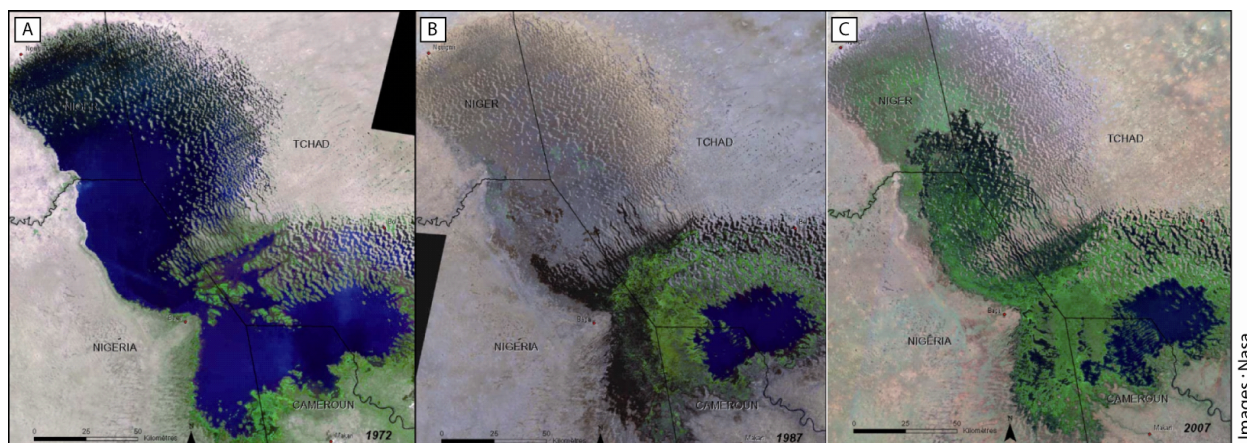


Figure 1.10 : Images satellites du Lac Tchad en 1972 (A), 1987 (B) et 2007 (C).

Enfin, les périodes sèches des années 1970-1980 sont aussi la cause de la **baisse de la qualité de l'eau** au travers de la modification de la végétation rivulaire des cours d'eau et des zones humides. À l'image du lac Tchad (Fig.1.10), la réduction de la surface inondée a favorisé la prolifération des végétaux envahissants (salade d'eau, jacinthe d'eau, *typha*...). La baisse des niveaux et des vitesses d'écoulement ainsi que le réchauffement de l'eau produisent des conditions favorables à leur prolifération. Ce phénomène croissant va empêcher les activités telles que la pêche, la navigation mais va surtout fortement contribuer au développement de maladies comme le paludisme. De plus, ces végétaux asphyxient les zones humides et participent à leur disparition.

1.2.3.2. Les conséquences pour les sociétés

Au cours du 20^e siècle, d'autres années de sécheresse ont été observées pour le continent ouest-africain. On peut en compter 16 entre 1900 et 1980 selon Demangeot (2000). Les plus importantes ont été celles des périodes allant de 1910 à 1915 et de 1940 à 1949 (Fig.1.9B). Les conséquences pour les populations ont certes été catastrophiques mais de moins grande ampleur que celles des années 1970-1980. Plusieurs raisons peuvent expliquer ce phénomène.

Premièrement, les déficits pluviométriques des années 1970-1980 furent d'autant plus difficiles à endurer pour les populations soudano-sahéliennes que les moyennes pluviométriques des années 1950 étaient de 20% supérieures aux moyennes normales (Mainguet, 1995). La zone sahélienne, à l'origine réputée difficile pour la survie du bétail, a fait l'objet durant cette décennie d'une migration importante des pasteurs venant du sud du fait des conditions climatiques favorables des années 1950. Les Peuls du Nord du Nigeria et du sud du Niger se sont ainsi déplacés dans le massif de l'Aïr, situé à la limite de la zone sahélienne et du Sahara nigérien. Les populations avaient ainsi migré dans des secteurs marginaux, normalement fréquentés par une population nomade, dans des aires climatiques impropres à la survie d'une population stable (Mainguet, 1995). Ainsi, à la veille des années de sécheresses, la zone sahélienne était caractérisée par une surcharge pastorale avec des troupeaux multipliés par 3 à 4. De plus, au même titre que la population mondiale, la population africaine a connu une nette augmentation de son effectif au cours des années 1950-1960. Ainsi, entre 1950 et 1970, la population ouest-africaine est passée de 6 à 9,7 millions d'habitants, soit une multiplication par 1,6 (Tabutin et Schoumaker, 2004). Cette augmentation de la population, en quête de terres nouvelles à cultiver, a favorisé la disparition des jachères et donc des pâturages pour les pasteurs. Tous ces facteurs combinés ont ainsi amplifié les conséquences des sécheresses

qui favorisèrent la famine, la disparition du cheptel, les migrations des populations vers le sud ou encore une désorganisation sociale.

Malgré des conditions rudes, la zone sahélienne est assez densément peuplée. Les excès climatiques que ce soient des sécheresses ou des inondations y sont alors douloureusement subis, et ce d'autant plus que le niveau de vie est assez médiocre. Ainsi, selon Mainguet (1995), entre 1968 et 1984, 35 millions de personnes connurent la famine pour l'ensemble du continent africain. Dès 1973, environ un tiers du cheptel sahélien, soit 3,5 millions de têtes avaient péri par manque d'eau et de pâturages. Les pasteurs maliens ont ainsi perdu plus de la moitié de leurs troupeaux et les nigériens, un quart de leur cheptel (Maïga, 1997). Les conséquences en plus d'être catastrophiques ont aussi été durables pour les éleveurs sahéliens pour qui plusieurs années voir plusieurs décennies ont été nécessaires avant de reformer un cheptel capable de subvenir aux besoins des familles.

Cependant, les populations ont une capacité d'adaptation importante puisque, qu'elles soient nomades ou sédentaires, elles ont migré vers le sud au cours des années qui ont suivi cette première vague d'années de sécheresse. Elles se sont réfugiées vers les zones soudaniennes et guinéennes où la sécheresse a été moins sévère et où les ressources en eau avaient subi des diminutions moins importantes. (Fig.1.11). Ainsi, suite aux sécheresses de 1973 et 1984, les groupes peuls du Niger se sont déplacés vers le Bénin (Perret et Jost 2008 ; Boutrais 2008) engendrant de nombreux conflits entre agriculteurs et éleveurs soudano-guinéens et éleveurs sahéliens.

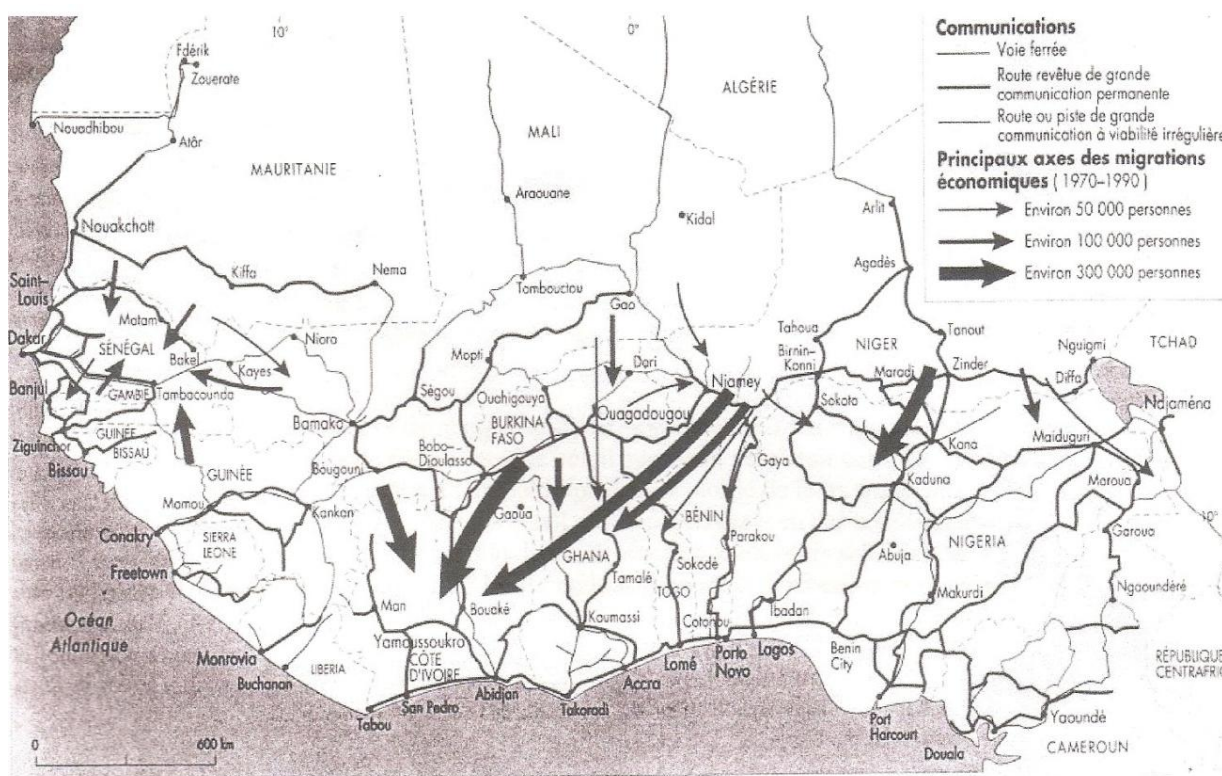


Figure 1.11 : Migrations des populations ouest-africaines au cours de la période 1970-1990
(Dubresson et al., 1994)

En plus d'une recomposition territoriale, les crises des années 1970-1980 ont aussi fortement modifié les organisations sociales des différentes ethnies. Thibaud (2005) s'est notamment intéressée à l'impact des sécheresses pour les populations au Pays dogon. Ces crises ont profondément bouleversé les conditions de vie dans la région, surtout pour les éleveurs avec la mort d'une grande partie du bétail et l'arrivée en grand nombre d'éleveurs venus du nord à la recherche de pâturages. Cette région est peuplée par les Dogons, une

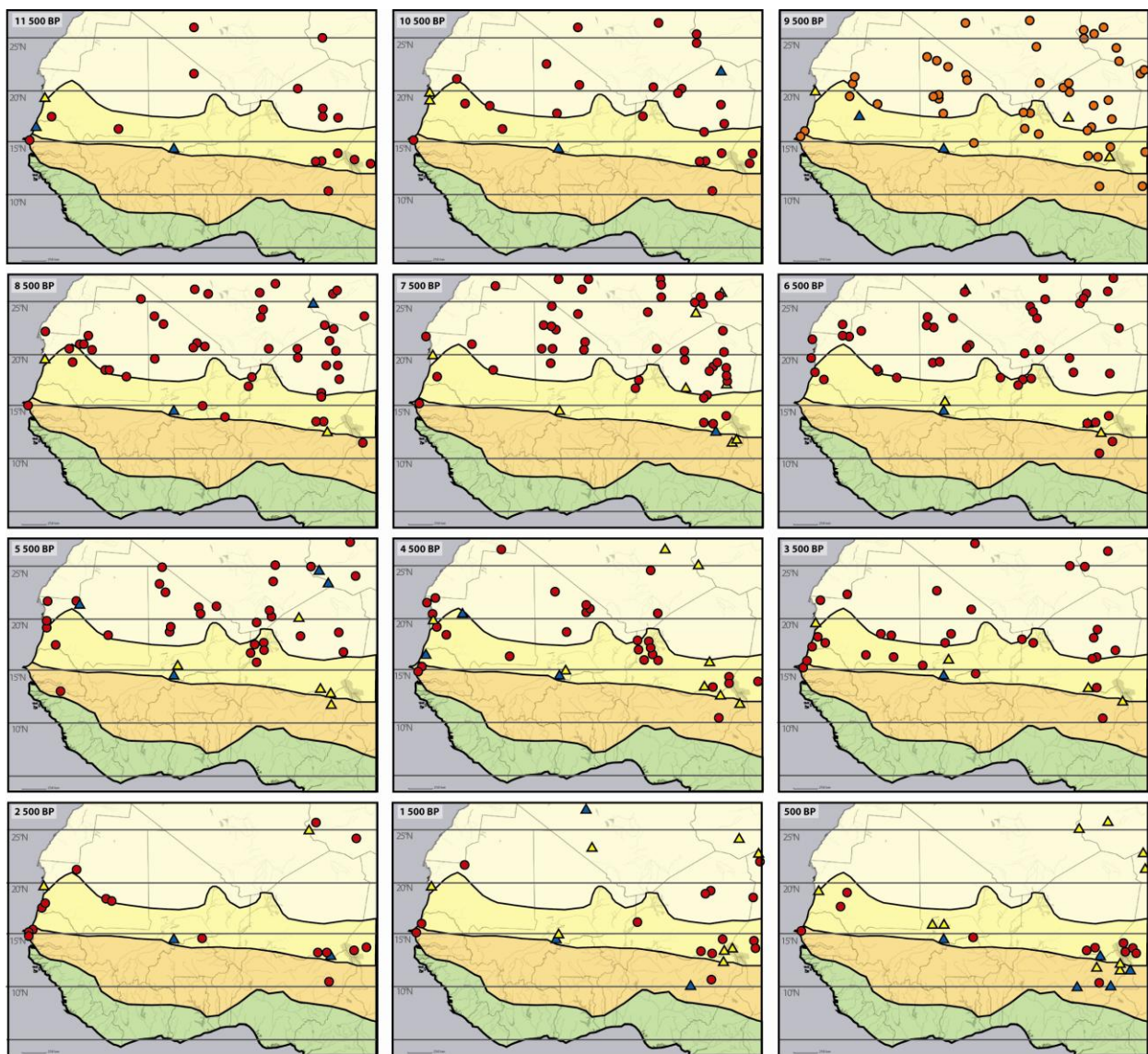
ethnie de cultivateurs, et temporairement par les Peuls (éleveurs nomades) qui viennent lors de la saison humide faire brouter leurs troupeaux. Depuis les années 1970-1980, les rapports de force entre ces deux groupes se sont profondément modifiés. Auparavant, la possession quasi-exclusive du bétail avait permis aux éleveurs peuls d'instaurer des relations d'échange avec les Dogons et de maintenir dans les zones parcourues par leurs troupeaux une certaine emprise spatiale (Thibaud, 2005). Après la récolte du mil, les peuls faisaient paître leurs troupeaux sur les chaumes laissés par les Dogons. En échange, le stationnement des troupeaux permettait la fumure des champs. De plus, le troc « lait contre mil » constituait une deuxième monnaie d'échange pour les deux ethnies. Cependant, après les sécheresses, la reconstitution d'un cheptel par les peuls a été lente alors que les cultivateurs dogons, dès les meilleures années pluviométriques, ont pu créer des surplus céréaliers et se sont procurés du bétail. Ainsi, les échanges « lait contre mil » ne sont plus autant respectés, notamment en période de soudure, ainsi que le contrat de fumure. De même, l'augmentation de la population a entraîné un accroissement des surfaces cultivées et donc une réduction des surfaces pastorales. Ne pouvant plus accéder aux pâturages et n'ayant plus aucun moyen de pression sur les agriculteurs, les éleveurs peuls ont été contraints de se fixer définitivement plus au nord. Ainsi, la crise de sécheresse des années 1970-1980 a profondément modifié d'une part les rapports des différents groupes sociaux entre eux et d'autre part, leur rapport à l'espace. Les conséquences se répercutent notamment sur les conditions environnementales du bassin versant et ainsi sur le fonctionnement du système fluvial.

1.2.4. Constat et besoins de recherches

Cet état de l'art a permis de montrer d'une part, toute la complexité du fonctionnement du système fluvial et des zones humides en milieu semi-aride et d'autre part, les nombreux enjeux sociétaux et environnementaux auxquels ils sont confrontés. Ces milieux, essentiels au développement économique des populations, possèdent une valeur patrimoniale qui justifie que l'on s'interroge sur leur origine, leur dynamique et leur devenir. Cette démarche permet, en partie, de mettre en perspective les crises climatiques récentes dont les conséquences ont marqué les mémoires des populations et des scientifiques au point de masquer les transformations progressives qui correspondent souvent à des dynamiques plus puissantes et profondes (Braudel, 1949). Elle permet ainsi de positionner l'époque actuelle dans un continuum de processus et d'actions et d'apprécier l'ampleur des changements contemporains en regard de ceux du passé (Dearing *et al.*, 2010). Les crises de sécheresses des années 1970-1980 s'inscrivent-elles dans une réelle dynamique sur le long terme des conditions climatiques ?

Afin d'améliorer la connaissance et la compréhension de la vulnérabilité du Sahara et du Sahel face au changement global sur le long terme, une étude a répertorié l'ensemble des données paléohydrologiques enregistrées au sein de l'Afrique tropicale entre les latitudes 10 et 28°N. (Lézine *et al.*, 2011).

Ces données, qui témoignent de l'extension des zones humides dans le temps et l'espace, sont issues d'études menées à partir d'archives sédimentaires de natures différentes : dépôts alluviaux, éoliens, lacustres et palustres. De même, les indicateurs utilisés sont variés : sédimentologie, micro et macro-restes faunistiques et floristiques, isotopes stables etc... Au total, plus de 1500 enregistrements datés de la fin de la phase aride « ogolienne » à nos jours ont été référencés. Pour cette étude, nous nous sommes recentrés sur les données holocènes enregistrées pour l'Afrique de l'Ouest qui correspondent à la période étudiée (11 500-500 cal. BP) (Fig.1.12).



D'après Lézine *et al.*, 2011 ; Réalisation : A. Garnier

Zones bioclimatiques actuelles

Zone saharienne Zone sahélienne Zone soudanienne Zone guinéenne

Nature des archives sédimentaires

● Lacustres / palustres ▲ Alluviales ▲ Eoliennes

Figure 1.12 : Cartographie des données paléohydrologiques disponibles (d'origine fluviale, éolienne, lacustre et palustre) en Afrique de l'Ouest pour la période holocène.

À partir des cartes de répartition de ces données au sein de l'Afrique de l'Ouest et selon les différentes périodes de l'Holocène, plusieurs observations ressortent :

- (1) *Les données paléohydrologiques issues des archives alluviales sont rares*, et ce, pour l'ensemble des périodes. En effet, la figure 1.12 indique clairement que la plupart des études ont été menées à partir de sédiments lacustres et palustres. Cela s'explique notamment par la pauvreté des archives sédimentaires jusqu'ici découvertes pour les milieux fluviaux ouest-africains. En effet, les recherches menées sur l'évolution d'un système fluvial sur le long terme sont rares et souvent inachevées. Elles concernent les grands systèmes fluviaux tels que le Niger (Makaske, 1998), un affluent du lac Tchad, le Komadougou Yobé (Gumnior et Thiermeyer, 2003 ; Gumnior et Preusser, 2007 ; Gumnior, 2008) ou encore, notre objet d'étude, le Yamé, affluent du Niger, qui a déjà fait l'objet de recherche à l'amont du bassin versant, au site d'Ounjougou (Rasse *et al.*, 2006 ; Lespez *et al.*, 2008, 2011 ; Le Drézen *et al.*, 2010).

(2) *Les données paléohydrologiques sont inégalement réparties selon la période et la zone concernée.* Ainsi, on remarque qu'entre les latitudes 16°N et 22°N, le nombre d'enregistrements est particulièrement élevé entre 9 500 cal. BP et 3 500 cal. BP (Fig.1.12). En revanche, au sud du 15°N, les données sont particulièrement faibles. Cela s'explique d'une part par la rareté des lacs au sein de cette zone en raison des conditions géomorphologiques (rareté des dépressions topographiques susceptibles d'être remplies par l'eau) (Lézine *et al.*, 2011). Une autre raison peut expliquer cette inégale répartition dans le temps et l'espace. La plupart des recherches menées en Afrique de l'Ouest avait pour objectif de caractériser l'extension spatiale et temporelle de l'optimum humide africain. Cette période qui a pris fin il y a 5000 ans environ est particulièrement bien distinguée au Sahara avec l'enregistrement de paléolacs et d'indicateurs d'une flore et d'une faune diagnostiques de périodes plus humides. Ainsi, les périodes postérieures à la fin de l'optimum humide ont été moins étudiées, de même que les zones en marge du Sahara et du Sahel, où les changements climatiques sont moins marqués.

Au regard de ce travail de synthèse, réalisé sur l'ensemble des données paléohydrologiques disponibles en Afrique de l'Ouest, plusieurs constats se dessinent sur l'orientation des recherches menées depuis ces cinquante dernières années. Premièrement, il est clair que la majeure partie des études se sont principalement intéressées au rôle des fluctuations climatiques dans la dynamique de ces milieux et ont mis de côté le rôle des facteurs humains et sociaux. Suite à ces orientations scientifiques, certaines périodes ont été délaissées. C'est le cas notamment des trois derniers millénaires qui marquent l'émergence de l'impact de l'Homme sur les paysages avec le développement de l'agriculture, de la pratique des feux ou, un peu plus tard, de l'émergence de la métallurgie. Si les données archéologiques sont relativement abondantes, les connaissances sur le cadre paléoenvironnemental de cette période sont faibles. Enfin, on observe que la zone soudanienne actuelle a fait l'objet de peu d'études. La plupart se sont concentrées sur les archives lacustres des zones saharienne et sahélienne contemporaines et notamment dans la région du lac Tchad et du massif du Tibesti (Nord du Tchad) (Fig.1.12). Ainsi, des zones d'ombres subsistent quant à l'histoire des relations Nature/Société depuis les derniers millénaires en zone soudano-sahélienne.

L'objectif de cette thèse est d'apporter de nouveaux éléments d'information. Dans ces milieux semi-arides où l'eau est mal répartie spatialement et temporellement, il est impossible de nier l'importance des facteurs naturels dans l'évolution des systèmes fluviaux et de la ressource en eau d'une manière générale. Les archéologues eux-mêmes, considèrent le facteur climatique comme un facteur explicatif de la répartition des ressources en eau et des grands phénomènes de migrations de populations (Mayor *et al.*, 2005). Ainsi, il y a 5000 ans ou plus récemment dans les années 1970-1980, la forte diminution des précipitations a engendré une vague de migrations des populations sahariennes vers le sud. La ressource en eau représente une source de développement pour les sociétés comme l'illustre le rôle joué par le Niger dans l'histoire ouest-africaine et notamment dans l'émergence des grands empires pré-coloniaux et des grandes cités historiques (Djenné, Tombouctou, Gao...). Cependant, malgré l'importance du facteur climatique dans le fonctionnement et l'évolution des systèmes fluviaux, un regard contemporain nous incite à prendre en compte un autre facteur indéniablement lié à leur évolution : l'action de l'Homme. Depuis le Néolithique, la pratique de l'agriculture, l'utilisation du feu ou encore la sédentarisation ont pu jouer un rôle décisif dans les crises érosives et les métamorphoses du système fluvial. Dans toute étude paléoenvironnementale ou archéologique, il est nécessaire de replacer les sociétés dans les milieux bio-physiques qu'elles connaissent et utilisent en fonction de leur production économique et culturelle mais d'autre-part, il faut restituer les milieux bio-physiques avec les sociétés qui les ont parcourus, transformés, façonnés ou parfois subis. Pour répondre à ces attentes, les systèmes fluviaux apparaissent comme un

indicateur idéal afin de construire une histoire de l'environnement autour d'une nature investie par les hommes (Ballouche, 2002 ; Salvador *et al.*, 2009 ; Brown *et al.*, 2013).

1.3. Etudier les facteurs de contrôle du système fluvial : une approche géographique

Afin de répondre à la problématique, il apparaît indispensable de développer une approche géographique mettant en avant les dimensions **systémique** et **multiscale** de l'objet géographique étudié. L'analyse systémique rend compte d'interactions et permet une reconstruction dynamique du système fluvial et de son environnement. L'ancrage géographique de la thèse et de la problématique fait largement appel aux travaux et à la notion de géosystème de G. Bertrand (2002). Le système fluvial est en effet abordé par ses dimensions naturelles et anthropiques mais aussi temporelles et spatiales. Selon C et G. Bertrand (2002) "*Il paraît inconcevable que la recherche sur l'environnement, transdisciplinaire par nécessité, puisse avancer sans dimension géographique*". Dès 1968, ce dernier développa la notion de **géosystème**, dans le cadre d'une démarche de reconstruction de la géographie physique. On assiste alors à un renouvellement du concept d'environnement, abordé désormais par une approche systémique. Le géosystème de G. Bertrand (1968), est le concept enrichi de ceux développés par les soviétiques (Rougerie et Beroutchachvili, 1991), en y intégrant notamment une dimension temporelle et la notion d'échelles spatiales. Il se définit comme "*une combinaison territoriale [...] dans laquelle interagissent des éléments abiotiques (...), des éléments biotiques (...) et des éléments anthropiques. L'impact des sociétés humaines est considéré a priori comme faisant partie entièrement du système et non comme un élément extérieur et perturbateur, introduit a posteriori dans le fonctionnement du système*" (Bertrand et Bertrand, 2002). Ainsi, par sa dimension systémique, le géosystème permet de tenir compte d'un facteur de contrôle jusque-là négligé : l'action anthropique, tant contemporaine que passée. Le géosystème apparaît étroitement lié à la notion de paysage. D'ailleurs, à l'origine, le concept de géosystème avait été présenté par G. Bertrand (1968) comme un outil de refondation de l'approche géographique des paysages.

1.3.1. Une approche spatio-temporelle du système fluvial

Le système fluvial est façonné par des flux hydrologiques et de matières dont la dynamique dépend essentiellement des conditions environnementales au sein du bassin versant, elles-mêmes régies par des facteurs de contrôle qui interviennent à différentes échelles spatiales et temporelles (Fig.1.13).

La plupart des études considèrent deux types de variables de contrôle : les contrôles internes qui interviennent à l'échelle du tronçon étudié et les contrôles externes, qui agissent à l'échelle du bassin versant mais aussi à l'échelle régionale. Les facteurs de contrôle intervenant à l'échelle régionale ne sont souvent pas pris en compte dans les variables explicatives de l'évolution du système fluvial. Cependant, dans une étude sur le temps long (holocène), il est indispensable de les prendre en considération. En effet, Schumm et Lichty (1965) ont démontré que la relation entre les variables externes et les variables internes au système fluvial, dépendent de l'échelle de temps considérée. À l'échelle du temps long, seules les variables intervenant à l'échelle régionale tels que le climat et le développement des sociétés peuvent être considérées comme variables externes, toutes les autres variables du bassin étant ajustables de manière complexe. Plus la période d'observation se raccourcit et plus le nombre de variables d'ajustement se réduit (Bravard et Petit, 1997).

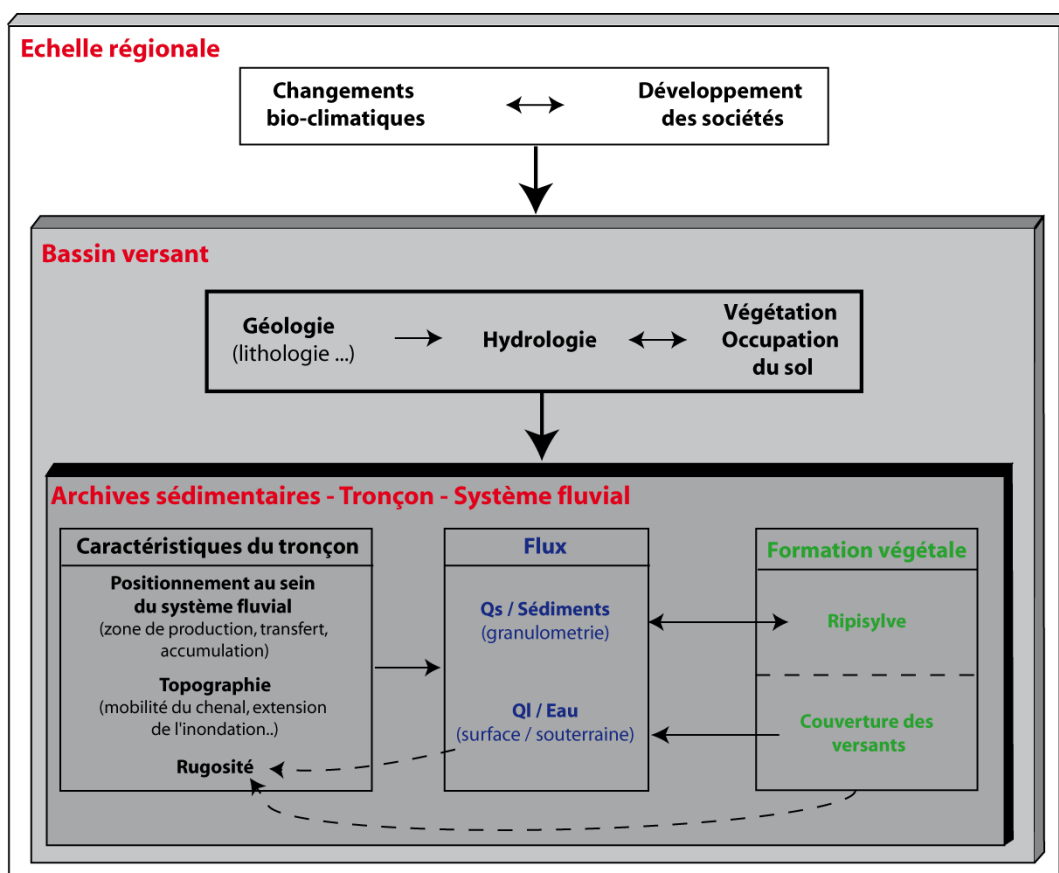


Figure 1.13 : Les facteurs de contrôle du système fluvial intervenant à différentes échelles

1.3.1.1. Les échelles spatiales : du local au global

Dans la thèse, trois échelles spatiales ont été prises en compte : à la base, l'échelle locale avec la considération des archives sédimentaires d'un tronçon (quelques km²). La comparaison de ces différents tronçons nous permet ensuite de travailler à l'échelle du système fluvial, ici le bassin versant du Yamé.

Enfin la comparaison des données avec celles disponibles à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest a pour objectif de resituer l'espace étudié dans un contexte régional. Il s'agit ici de dépasser le cadre local d'investigations isolées telle que l'étude d'un carottage marin ou lacustre ou encore la proximité immédiate d'un site archéologique. Ces études se révèlent bien souvent trop descriptives et monographiques et ne reflètent pas toute la diversité des mécanismes de fonctionnement du système fluvial et des facteurs de contrôle qui entrent en jeu. L'objectif de ce travail est de mener des investigations tout au long du système fluvial : de la zone de production des sédiments, à l'amont, jusque vers les zones de transfert et d'accumulation des sédiments, à l'aval. Comparer les informations paléoenvironnementales relatives à chacun des tronçons permet de comprendre l'enchaînement des processus et le poids respectif des différentes variables de contrôle et donc de dissocier celles qui relèvent de l'histoire locale de celles qui sont le résultat d'une évolution régionale.

a. Les contrôles externes : du continent au bassin versant

Les variables de contrôle externes s'expriment à la fois à l'échelle régionale et à l'échelle du bassin versant. Elles affectent la quantité et la distribution temporelle des flux liquides et solides entrant dans un tronçon (Fig.1.13).

- **À l'échelle régionale**

À l'échelle régionale, les systèmes fluviaux sont contrôlés par deux variables : climatique et depuis le Néolithique, par l'action des sociétés agro-pastorales.

À différentes échelles temporelles, le **climat** est déterminant dans la quantité et l'occurrence des précipitations et donc dans l'apport des flux liquides dans le bassin versant ainsi que sur le couvert végétal. Sur le long terme, les fluctuations climatiques et de végétation interviennent dans la quantité des flux d'eau et de matières mobilisables. Ainsi, au cours de l'Holocène, les périodes d'optimum ou de péjoration climatique sont enregistrées dans les archives sédimentaires des systèmes fluviaux. En Afrique de l'Ouest, la période quaternaire fut l'objet de nombreuses fluctuations climatiques qui se sont reflétées dans le bilan hydrologique et de matière des systèmes fluviaux. Par exemple, l'épisode aride de l'« Ogolien » reconnu généralement entre 28 et 11 ka BP (avec un maximum entre 18 et 11ka BP) (Elouard, 1973) fit place à une augmentation des précipitations qui culmine pendant la période d'optimum climatique nommé le « Sahara vert », enregistrée entre 9000 et 6000 cal. BP (Ritchie *et al.*, 1985 ; Roberts, 1998 ; deMenocal *et al.*, 2000). L'augmentation des précipitations importantes, rapide à l'échelle géologique, fit progresser les zones de végétation d'environ 400 à 500 km vers le Nord (Ritchie et Haynes, 1987 ; Lézine, 1989 ; Watrin *et al.*, 2009). Cette évolution est expliquée par une conjonction de deux phénomènes astronomiques favorables. La Terre était plus près du Soleil et plus inclinée vers lui. En conséquence, il y a eut un décalage latitudinal de la circulation atmosphérique globale. Ainsi, l'eau de l'océan s'est évaporée davantage et les pluies de mousson sont remontées plus au nord jusqu'au Sahara. Dès 11 500 cal. BP, la mousson atteignait 14°N soit la latitude de la vallée du Yamé (Garcin *et al.*, 2007 ; Lespez *et al.*, 2011). Pour l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest, on assiste à une augmentation du niveau lacustre et des aquifères (Gasse, 2000, 2002) mais aussi de l'activité fluviale (Servant, 1983 ; Makaske, 1998 ; Gumnior et Preusser, 2007 ; Gumnior, 2008 ; Maley, 2000 ; Lespez *et al.*, 2011). Depuis 4000 ans l'atténuation des précipitations a fortement contribué à une modification du fonctionnement des systèmes fluviaux, voire même au Sahara, à une interruption de l'activité fluviale et à l'assèchement des lacs (Gasse, 2000). Cependant, des changements ont pu également intervenir à l'échelle inframillénaire. Ainsi, pour l'ensemble du globe, même si la période Holocène est souvent considérée comme climatiquement « stable », elle enregistre plusieurs périodes d'instabilités significatives survenant en un voire plusieurs siècles (Magny, 1995, 2004 ; Magny *et al.*, 2011). Des travaux de synthèse menés sur les recherches paléoclimatiques de ces dernières années a mis en évidence six changements climatiques rapides (Rapid Climatic Change RCC) (Mayewski *et al.*, 2004 ; Wanner *et al.*, 2008, 2011). Dans la majorité de ces événements, les variations d'insolation constituent le forçage le plus important, parfois associées aux aérosols volcaniques (Mayewski *et al.*, 2004). Par exemple, au cours du 17^{ème} siècle, le lac Tchad retrouve un niveau comparable à celui du début du 1^{er} millénaire de notre ère (Maley, 1981). L'instabilité de cette période est contemporaine du dernier changement climatique rapide observé et identifié comme le « Petit Âge Glaciaire » sous les moyennes latitudes.

Cependant, ces changements climatiques ainsi que les réponses du système fluvial peuvent être plus abrupts et d'une durée plus courte. C'est le cas de la crise de sécheresse des années 1970-1980, qui eut des répercussions sur les systèmes fluviaux et lacustres directes. En raison d'un changement d'oscillation de la mousson, la pluviométrie a baissé en moyenne annuelle de 30% pour la zone soudano-sahélienne et les isohyètes se sont déplacées d'environ 200 km vers le sud (Mainguet, 1995 ; Leroux, 1995). On observe ainsi une baisse significative des flux liquides des principaux cours d'eau ouest-africains pour cette période. Le débit des fleuves Sénégal et Gambie a diminué de 60% au cours de la période 1971-1989 par rapport à la période 1951-1989 (Mahé et Olivry, 1995). Aujourd'hui l'origine de ces crises de sécheresse est toujours mal comprise et fait encore l'objet de débat (Birnbaum, 2012). Plusieurs explications ont été avancées. En 1975, le physicien Charney tente d'expliquer l'apparition de la sécheresse dans le Sahel par l'altération de

l'albédo de surface. Selon lui, les activités agricoles et notamment l'accroissement de l'activité pastorale en réduisant le taux de couverture des sols par la végétation ont contribué à accroître la réflectivité des sols et donc à diminuer les précipitations. Cependant, les années qui suivirent montrèrent que la diminution de l'albédo ne s'est pas traduite par une augmentation des précipitations et que les causes de ces sécheresses relèvent d'avantage d'anomalies dans la circulation atmosphérique générale que dans des modifications locales de l'état de surface des sols (Birnbaum, 2012). Les modèles actuels s'accordent pour expliquer que la pluviométrie de l'Afrique de l'Ouest résulte à la fois de l'interaction complexe entre des facteurs globaux et locaux. Les climatologues privilégient le rôle fondamental de la température des océans qui génère des changements importants dans la circulation atmosphérique générale. Le Sahel est particulièrement sensible puisqu'il est influencé par des gradients d'énergie engendrés par la différence des températures océaniques entre le Nord et le Sud. Ces variations de température des états de surface des océans, associées au phénomène périodique El Niño sont les moteurs qui régissent en partie l'activité de la mousson ouest africaine. Localement, les états de surface, *via* la végétation et l'humidité du sol, qui influencent le contenu en vapeur d'eau et les bilans d'énergie, jouent un rôle pour ces régions où le disposition climatique est simple (Camberlain *et al.*, 2002). Cependant, les interactions et les rétroactions qui existent entre les dynamiques continentales et le climat sont aujourd'hui encore mal comprises (Birnbaum, 2012).

Enfin, des événements paroxysmiques qui interviennent à l'échelle de la saison ou de la journée peuvent modifier le fonctionnement des systèmes fluviaux. C'est le cas de la crue brutale, intervenue suite à des pluies abondantes au cours de la saison humide en août 1936, qui a provoqué une défluviation du Yamé par autocapture (voir chapitre 2).

À partir du Néolithique, les variables de contrôle peuvent aussi être d'origine **anthropique**. Le développement des sociétés agro-pastorales et l'acquisition de nouvelles techniques telles que le feu, l'agriculture, l'élevage et plus récemment l'aménagement des cours d'eau (digues, barrages...) ont eu des répercussions sur les bassins versants et le système fluvial. C'est le cas notamment pendant l'âge du Fer alors que la pression anthropique s'est accrue sur l'environnement et sur les systèmes fluviaux en Afrique de l'Ouest. On assiste en effet, à partir de la moitié du 1^{er} millénaire avant notre ère, à la sédentarisation des agriculteurs et à l'accroissement des surfaces cultivables permis grâce à l'utilisation des outils en métal et au développement de nouvelles techniques agricoles (Linseele, 2007 ; Neumann, 2003). Cette phase importante dans le développement des Sociétés a fortement modifié la végétation et ainsi les flux liquides et solides pour les systèmes fluviaux avec un accroissement du processus de ruissellement et des particules mobilisables (Lespez *et al.*, 2011).

• À l'échelle du bassin versant

La quantité et la distribution temporelle des flux hydrologiques et de matières entrant dans le bassin versant et dans un tronçon sont avant tout déterminées par le régime climatique qui est dépendant d'une échelle plus vaste, celle de la région. Cependant, d'autres facteurs de contrôle intervenant à l'échelle du bassin versant vont influencer la part de l'eau issue des précipitations restituées au réseau hydrographique ainsi que la rapidité de cette restitution (Dufour, 2005). Ces facteurs de contrôle sont la **nature géologique**, l'**héritage géomorphologique**, le **régime hydrologique** ainsi que l'**occupation du sol** (végétation, ...) (Fig.1.13).

La **nature géologique** va interférer avec les flux hydrologiques. Les caractères hydrologiques d'un bassin versant sont dans une large mesure influencés par la capacité qu'ont les roches et les sols à absorber l'eau et à la retenir de manière plus ou moins temporaire. Selon l'état des aquifères, l'eau peut être plus ou

moins rapidement restituée au réseau hydrographique. Au Sahara, les aquifères sont très importants par leur taille et leur capacité de stockage des eaux précipitées. Par exemple, les terrains sédimentaires à dominante gréseuse du Continental Intercalaire s'étendent sur 600 000 km² et contiennent environ 50 000 km³ d'eau (Guendouz *et al.*, 1998). Cette eau d'origine fossile, provient principalement des périodes d'optimum humide plus anciennes. Elles permettent ainsi d'alimenter des zones humides contemporaines comme c'est le cas pour la mare de Bilma dans le désert du Ténéré (Niger) (Gasse, 2002). Ainsi, dans des bassins versants dont la structure géologique est perméable, il peut exister un décalage entre les eaux précipitées et celles restituées au réseau hydrologique. La nature géologique du bassin versant intervient aussi dans la composition et la granularité des flux solides. En effet, toutes les roches ne présentent pas la même sensibilité à l'érosion mécanique et chimique. Dans les grands bassins versants drainant des formations géologiques d'âge et de composition variés, il est possible de déterminer la contribution relative des différentes zones sources au cours du temps par l'intermédiaire d'une étude des minéraux lourds contenus dans les sédiments. Certains minéraux lourds spécifiques à une région donnée du bassin versant constituent une signature sédimentaire de la province dont ils sont issus (Arnaud-Fassetta, 1998, 2004).

Les **héritages géomorphologiques** du bassin versant sont aussi à prendre en compte dans la nature et la mobilisation des flux solides. Dans la plupart des savanes tropicales, on observe la présence de cuirasses ferrugineuses. Ces formations indurées ont été mises en place lors de la période climatique chaude et humide du Tertiaire. De même, les régions tropicales sont souvent caractérisées par des glaciaires hérités de la période pléistocène. Ces silts éoliens ont été déposés sur une grande surface de l'Afrique de l'Ouest durant le dernier maximum aride (Elouard, 1973). La présence de ces formations au sein d'un bassin versant intervient dans la composition et la restitution des flux d'eaux et de matériaux. Ainsi, les cuirasses ferrugineuses sont imperméables et vont favoriser le ruissellement au même titre que la roche alors que les grandes étendues de silts éoliens vont faire l'objet d'une fourniture sédimentaire importante lors des épisodes érosifs. En effet, ces matériaux, par leur granulométrie et leur faible cohérence, représentent la première source de matériaux mobilisables.

Le **régime hydrologique** est dépendant à la fois du régime climatique dont les mécanismes se déroulent à une échelle plus étendue que celle du bassin versant et des caractéristiques géomorphologiques du bassin versant. Le régime hydrologique du cours d'eau va notamment affecter la distribution spatiale et temporelle des flux liquides et solides puisque la quantité d'eau et de sédiments transportée est plus importante lors de la période des hautes-eaux et des épisodes de crues. De même, les sédiments les plus grossiers sont transportés lors de ces épisodes énergiques du système fluvial.

La mobilisation des sédiments dans le bassin versant est aussi étroitement liée à l'**occupation du sol**. La végétation contribue à réduire la quantité des flux liquides avec l'absorption de l'eau issue des précipitations. Il est admis que la végétation forestière consomme plus d'eau qu'un autre type de couvert végétal et qu'à précipitations égales, un bassin forestier donne des écoulements en moindre quantité à l'exutoire (Cosandey, 1995). En revanche, concernant les périodes marquées par des déboisements, les flux hydrologiques s'en retrouvent modifiés en terme de débit de base mais aussi en terme de débit de crue (Bravard et Petit, 1997). Au premier rang des conditions favorables à l'érosion des sols, on retrouve la destruction du couvert végétal, conséquence d'un défrichement, du surpâturage et du feu. La plupart du temps, les végétations défrichées ont été remplacées par des cultures. L'ensemencement d'une terre en céréales laisse le sol à nu une grande partie de l'année (environ 8 mois concernant le mil). Même si cette période concerne la saison sèche, les espaces cultivés peuvent favoriser l'augmentation de l'apport sédimentaire dans le bassin versant lors de pluies tardives et précoces. Cependant, ce bilan excédentaire peut être parfois imputé par un accroissement de l'évaporation (Bravard et Petit, 1997).

b. Les contrôles internes : à l'échelle du tronçon

Les facteurs internes de contrôle qui interviennent à l'échelle du tronçon dans la répartition des flux liquides et solides concernent la géométrie du chenal et son évolution mais aussi par les caractéristiques végétales locales.

La répartition des **flux liquides** est principalement commandée par les caractéristiques physiques et biologiques qui règlent le stockage et la circulation de l'eau au sein du tronçon. La circulation de l'eau va dépendre d'une part de la situation hydrologique (période d'étiage, de hautes-eaux, de crues) qui est régit à l'échelle du bassin versant. En période d'étiage, l'eau circule dans le lit mineur. En revanche, une fois le seuil du débit de plein bord dépassé, la circulation de l'eau (inondation) va dépendre des caractéristiques topographiques du tronçon. Les premiers milieux inondés vont être les unités basses et proches du chenal. Ces différents niveaux topographiques sont eux-mêmes le résultat d'un ajustement morphologique du cours d'eau aux modifications des conditions d'écoulements et de transport solide. Le cadre topographique de la surface inondable à l'échelle du tronçon est donc instable dans le temps et peut-être modifié selon la mobilité verticale du chenal (incision/exhaussement), l'exhaussement de la plaine par sédimentation ou encore la mobilité latérale du chenal (Dufour, 2005).

Les écoulements souterrains sont principalement dépendants des conditions géologiques locales. Les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines sont sujets à des variations de sens d'écoulement qui dépendent du niveau relatif du cours d'eau ou de la nappe. Ainsi, ces échanges dépendent essentiellement de la situation hydrologique. En période d'étiage, l'eau des aquifères est restituée dans le talweg, point le plus bas drainant les flux, ce qui permet de soutenir le débit du cours d'eau (exfiltration). En revanche, en période de hautes-eaux, la montée du niveau d'eau dans le chenal, soit par l'arrivée des débits amont ou par le ruissellement des versants adjacents à la suite de fortes pluies, va provoquer l'infiltration de l'eau dans le sol afin d'équilibrer les pressions (Cosandey et Robinson, 2000). Le sens de l'écoulement est alors en direction du cours d'eau vers la nappe, on parle d'infiltration.

Enfin, la rugosité est un facteur à prendre en compte dans la dispersion de l'inondation au sein de l'hydrosystème. Elle dépend principalement de la nature des matériaux et de la végétation et entraîne des pertes de charge par frottement (Bravard et Petit, 1997). La végétation offre une résistance aux écoulements qui se traduit par une réduction de la vitesse moyenne des écoulements, une modification de leur direction avec des zones de concentration et de ralentissement et une augmentation de la hauteur d'eau (Klaassen et Van der Zwaard, 1974).

Les facteurs de contrôle qui interviennent dans la **distribution des sédiments** au sein d'un tronçon sont similaires à ceux régissant les écoulements de surface puisqu'ils représentent le principal vecteur de leur mode de transport et de dépôt. Ainsi, la distribution spatiale et temporelle des sédiments au sein du tronçon est contrôlée principalement par la vitesse du flux. Les conditions d'écoulements et de rugosité du tronçon sont déterminées par les caractéristiques topographiques et par la végétation (Steiger *et al.*, 2001 ; Jeffries *et al.*, 2003). L'érosion et le transport des matériaux se produisent dans des secteurs caractérisés par des vitesses fortes. En période d'étiage, le transport des sédiments est minimal. En revanche, en période de crue, les zones à forte vitesse de courant augmentent et s'accompagnent de l'érosion et de la mise en mouvement de grandes quantités de matériel, essentiellement dans le chenal mais aussi de manière plus occasionnelle dans la plaine d'inondation. Il existe alors un gradient transversal puisque l'épaisseur et la taille des particules déposées se réduisent à mesure que l'on s'éloigne du chenal. Cela est contrôlé par l'épaisseur et la vitesse de la lame d'eau débordante et révèle ainsi l'importance du facteur topographique dans la distribution spatiale des flux solides. De même, la production de matière organique est plus importante dans ces zones éloignées du chenal où l'inondation est plus rare et les dépôts plus fins. À l'échelle locale, il est possible de distinguer les différentes unités géomorphologiques selon les

caractéristiques sédimentologiques des dépôts, révélatrices de leur mode de transport et de dépôt. Cela sera plus amplement détaillé dans le chapitre 3.

1.3.1.2. Rythmes et temporalités du système fluvial

Il importe de distinguer différentes échelles de temps dans la caractérisation des dynamiques environnementales d'un système fluvial ainsi que les facteurs qui y sont déterminants. Quatre échelles de temps emboîtées sont ici prises en compte : le temps holocène (multimillénaires), séculaires, décennaux et les temps instantanés (Fig.1.14).

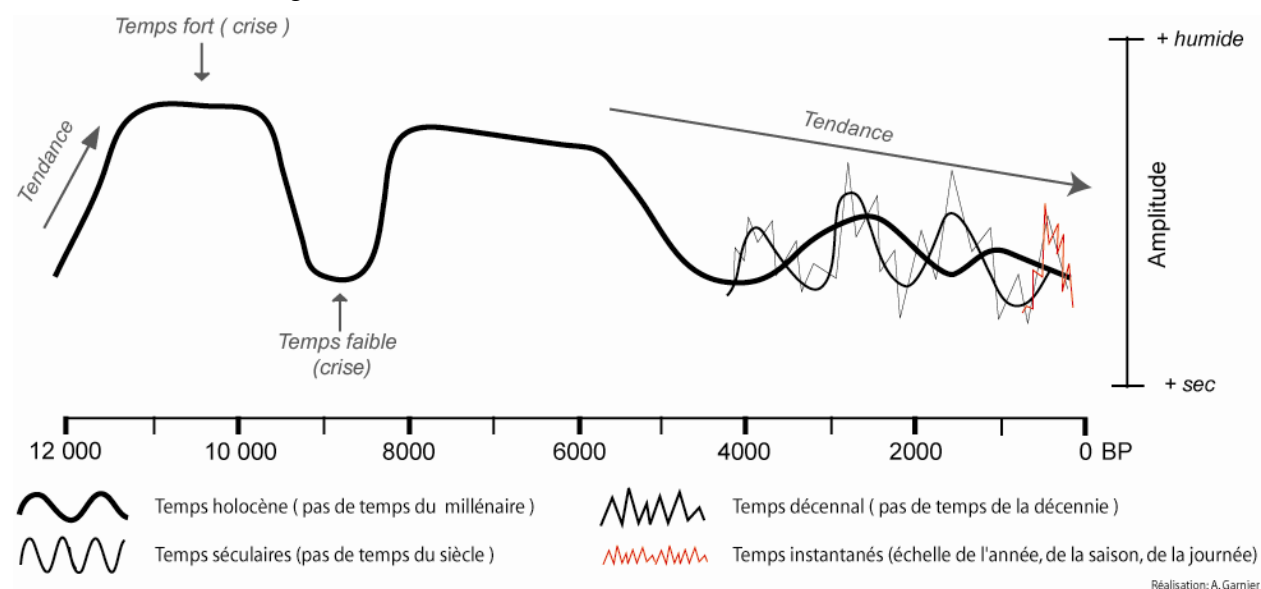


Figure 1.14 : L'emboîtement des échelles temporelles du cadre climatique et environnemental de l'Afrique de l'Ouest

L'approche sur le temps long permet de rendre compte du rôle du forçage astronomique (ensoleillement en fonction des paramètres orbitaux) et de l'adoption par les sociétés de nouvelles techniques (agriculture, sédentarisation...) qui ont lieu à l'échelle régionale (Bravard et Magny, 2002 ; Magny, 2004 ; Magny *et al.*, 2002, 2011). Les modifications environnementales (style fluvial, paysages...) enregistrées à un pas de temps séculaire relatent des changements climatiques rapides (RCC). La prise en compte de l'échelle décennale peut permettre de comprendre les métamorphoses du système fluvial. Enfin, la considération des temps instantanés permet de mettre en avant des crises (crues ou sécheresses) qui peuvent avoir un impact sur la composition des peuplements végétaux, sur le fonctionnement hydrologique ou l'hydrographie du Yamé, comme ce fut le cas à Ounjougou en 1936 avec une modification du tracé du Yamé suite à une crue. L'échelle des temps instantanés permet aussi de rendre compte des rythmes hydro-sédimentaires avec par exemple l'enregistrement de la saisonnalité dans les archives sédimentaires de l'Holocène Récent à Ounjougou (Le Drézen *et al.*, 2010).

L'emboîtement des échelles permet de comprendre les mécanismes et les conséquences environnementales et sociétales de faits observés. La crise des années 1970-1980 en est un bon exemple. À l'échelle de l'Holocène, on se situe dans une période d'aridification croissante depuis 4000 ans (Salzmann et Waller, 1998 ; Gasse, 2000 ; deMenocal *et al.*, 2000 ; Salzmann *et al.*, 2002 ; Russell *et al.*, 2003 ; Lézine *et al.*, 2005 ; Shanahan *et al.*, 2006 ; Kröpelin *et al.*, 2008, Kröpelin, 2012). Les deux années de sécheresses observées (1973-1974 et 1983-1984) pour le continent africain ne sont pas une surprise puisque à l'échelle séculaire, des phases arides similaires ont été enregistrées (Demangeot, 2000). En revanche, afin de

comprendre les conséquences environnementales et sociétales qui en découlent, il est nécessaire de resituer ces crises dans un cadre temporel plus long et de prendre en compte le temps de mémoire des sociétés. À l'échelle pluridécennale, le contexte hydro-climatique est à une tendance nettement plus humide puisque les moyennes pluviométriques des années 1950 étaient 20% supérieures aux moyennes normales. Cela peut expliquer (1) que les espaces de la zone sahélienne aient été soumis à de fortes pressions de la part des éleveurs et (2) les conséquences qui ont suivi avec l'établissement à l'échelle du temps instantané de phases de sécheresses. En effet, le temps de mémoire des populations de ces crises se situe à une échelle différente de celle des possibilités de retour de ces dernières.

1.3.2. Une interdisciplinarité nécessaire

Compte tenu de la complexité de l'objet étudié, l'utilisation de méthodes et de concepts issus de différents champs disciplinaires a été nécessaire. Le choix de ces méthodes est un compromis entre les questions posées et l'opportunité offerte par le terrain d'étude (Brown, 1997). Dans cette étude, les méthodes de la **géographie physique** et plus particulièrement celles de la géomorphologie et de la biogéographie ont été développées. L'approche **géomorphologique** nous permet de reconstituer les dynamiques hydro-sédimentaires de la vallée du Yamé alors que l'approche **biogéographique**, au travers de l'analyse des phytolithes contenus dans les dépôts, a pour objectif de reconstruire la végétation holocène du bassin versant et les transformations qu'elle a subies. Ces différentes approches et méthodes ont été utilisées afin de répondre à des questionnements et des objectifs à des échelles spatiales et temporelles adaptées. Elles seront plus longuement développées dans le chapitre 3.

Cependant, la démarche d'ensemble de cette thèse est **géoarchéologique**. Si l'on a souvent cantonné la géoarchéologie à *"l'application des méthodes de laboratoire issues des sciences de la Terre et du vivant à l'archéologie"*, nous retiendrons plutôt celle de J-P Bravard (2002) qui insiste sur le rôle de démarche d'interface. Il l'a définie comme suit : *"la géoarchéologie n'est pas une discipline mais plutôt un mode d'approche entre la Nature et la Société du passé, principalement à partir des archives du sol"*. Si à l'origine, la géoarchéologie était principalement centrée sur la constitution du cadre chronostratigraphique et climatique du Quaternaire et notamment du Pléistocène, elle s'est, au cours des années 1970 et sous l'impulsion de la *New Geography* et de la *New Archaeology*, ouverte à la relation Homme/milieu, au «territoire anthropisé», à l'«archéologie du paysage» (Berger *et al.*, 2000). Désormais partie prenante de la discipline géographique (Salavador *et al.*, 2009), elle a alors pour objectif d'intégrer à la fois la géographie physique et la géographie humaine au sein d'une histoire globale (Berger *et al.*, 2000). Le contexte fluvial représente un terrain idéal afin de pratiquer une démarche géoarchéologique. En effet, de nombreux sites se situent en milieu fluvial en raison de l'ensevelissement par les crues des sites et des vestiges archéologiques (Arnaud-Fassetta, 2008) mais surtout car ces milieux attirent les sociétés pour les nombreuses raisons développées précédemment. Ainsi les archives alluviales représentent une source d'information permettant au mieux d'apprécier les relations Nature/Société.

Le cadre géographique : la vallée du Yamé

Introduction

Le système fluvial étudié dans le cadre de cette thèse est celui du Yamé. Il s'agit d'un cours d'eau de 137 km localisé en zone soudano-sahélienne au sud-est du Mali, en Afrique de l'Ouest (Fig.2.1).

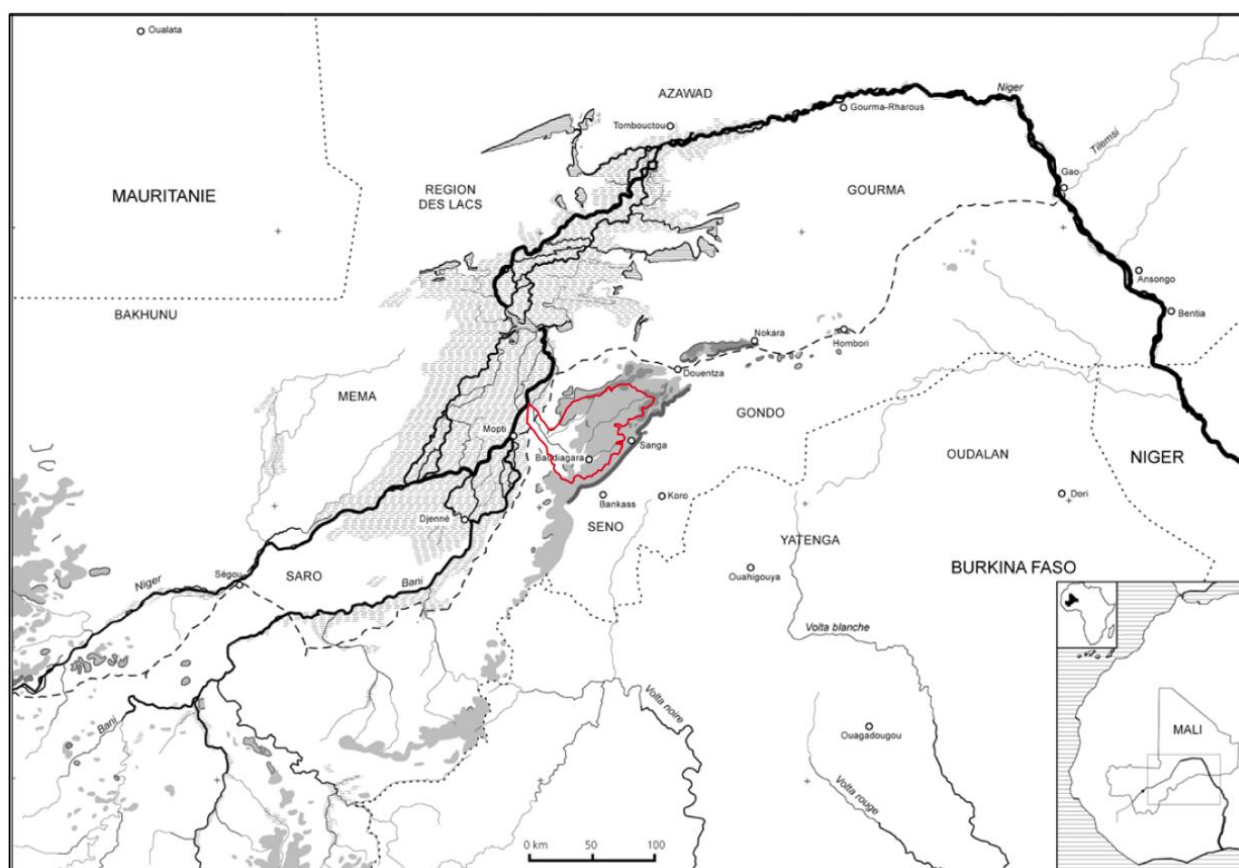


Figure 2.1 : Localisation de la vallée du Yamé (d'après Mayor et al., 2005, modifié)

Le Yamé est un affluent de rive droite du Niger qui prend sa source sur le plateau gréseux du Pays dogon dont il est le cours d'eau principal. Cette région n'a pas de limite franche mais est apparentée à la zone peuplée par les Dogons, une ethnie d'agriculteurs. À l'ouest, le Yamé est limité par les marges orientales du Delta intérieur du Niger dans lequel il se jette alors qu'à l'est, se trouve la falaise de Bandiagara qui représente la limite orientale du plateau avec la plaine du Séno. Cette dernière, dessinée dans les formations cristallines du socle et recouverte de sables quaternaires, s'étend jusqu'au territoire du Burkina-Faso (Rasse

et al., 2012). Cet important escarpement qui atteint par endroits 500 m, communément appelé « falaise », est en réalité une pseudo-cuesta, un *glint* (Peulvast et Vanney, 2001, 2002 ; Rasse *et al.*, 2012). Les zones de la falaise et de la plaine du Séno ne font pas partie de notre zone d'étude. En revanche, de nombreuses investigations y ont été menées ces dernières années au sein du programme de recherche (Huysecom *et al.*, 2011).

Plusieurs raisons expliquent le choix du bassin versant du Yamé comme terrain d'étude. La première est que ce cours d'eau, et notamment le tronçon d'Ounjougou situé à l'amont du bassin versant, a fait l'objet de recherches archéologiques et paléoenvironnementales depuis 1997 au sein du programme de recherche international et pluridisciplinaire « **Peuplement humain et Paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest** »¹ dirigé par Eric Huysecom (professeur d'archéologie à l'Université de Genève). Le complexe d'Ounjougou, en plus d'offrir une séquence archéologique exceptionnelle, se distingue par une très bonne conservation des enregistrements sédimentaires alluviaux et des vestiges organiques. Il offre ainsi une opportunité unique pour le continent ouest-africain d'aborder dans un même lieu les relations entre occupations humaines et variations climatiques et environnementales du Paléolithique jusqu'à l'époque sub-actuelle. Ainsi, le tronçon d'Ounjougou représente un site de référence dans l'étude des transformations environnementales de l'Holocène en Afrique de l'Ouest (Neumann *et al.*, 2009 ; Le Drézen *et al.*, 2010 ; Lespez *et al.*, 2011 ; Garnier *et al.*, 2013). Afin de dépasser ce cadre local d'Ounjougou et de comprendre l'évolution hydrogéomorphologique et paléoenvironnementale de l'ensemble du système fluvial, de nouvelles investigations ont été développées tout au long de la vallée au cours de la thèse. Enfin, la deuxième raison invoquée est la diversité des facteurs de contrôles, qu'ils soient naturels ou anthropiques, identifiés pour la vallée du Yamé qui en font un système fluvial assez représentatif des processus et des modes de gestion par les sociétés intervenant à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest.

Dans ce chapitre nous présenterons les spécificités du cadre naturel dans lesquels s'inscrit le système fluvial du Yamé, puis dans un second temps, nous étudierons la manière dont cet espace a été mis en valeur par les sociétés avant d'exposer l'état des recherches dans la vallée du Yamé avant ce travail de thèse.

2.1. Les spécificités du contexte biophysique et le fonctionnement du système fluvial du Yamé

2.1.1. Le contexte géologique et géomorphologique

Le bassin versant du Yamé occupe une superficie d'environ 4 400 km². Il a déjà fait l'objet de recherches géomorphologiques conduites notamment par S. Daveau (1959) pour le plateau et par les géomorphologues du programme de recherche « Peuplement humain et Paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest » pour la partie amont (Rasse *et al.*, 2004, 2006 ; Lespez *et al.*, 2008, 2011 ; Le Drézen *et al.*, 2010). La partie aval a été abordée par J. Gallais (1967a).

Le bassin versant du Yamé comporte trois unités géomorphologiques distinctes qui seront plus longuement détaillées dans le chapitre 5. D'est en ouest, on observe le **plateau de Bandiagara**, massif gréseux qui plonge doucement sous les **glacis d'accumulation** qui sont eux-mêmes recouverts par les alluvions du **Delta intérieur du Niger** à l'aval de la vallée du Yamé.

¹ www.ounjougo.org

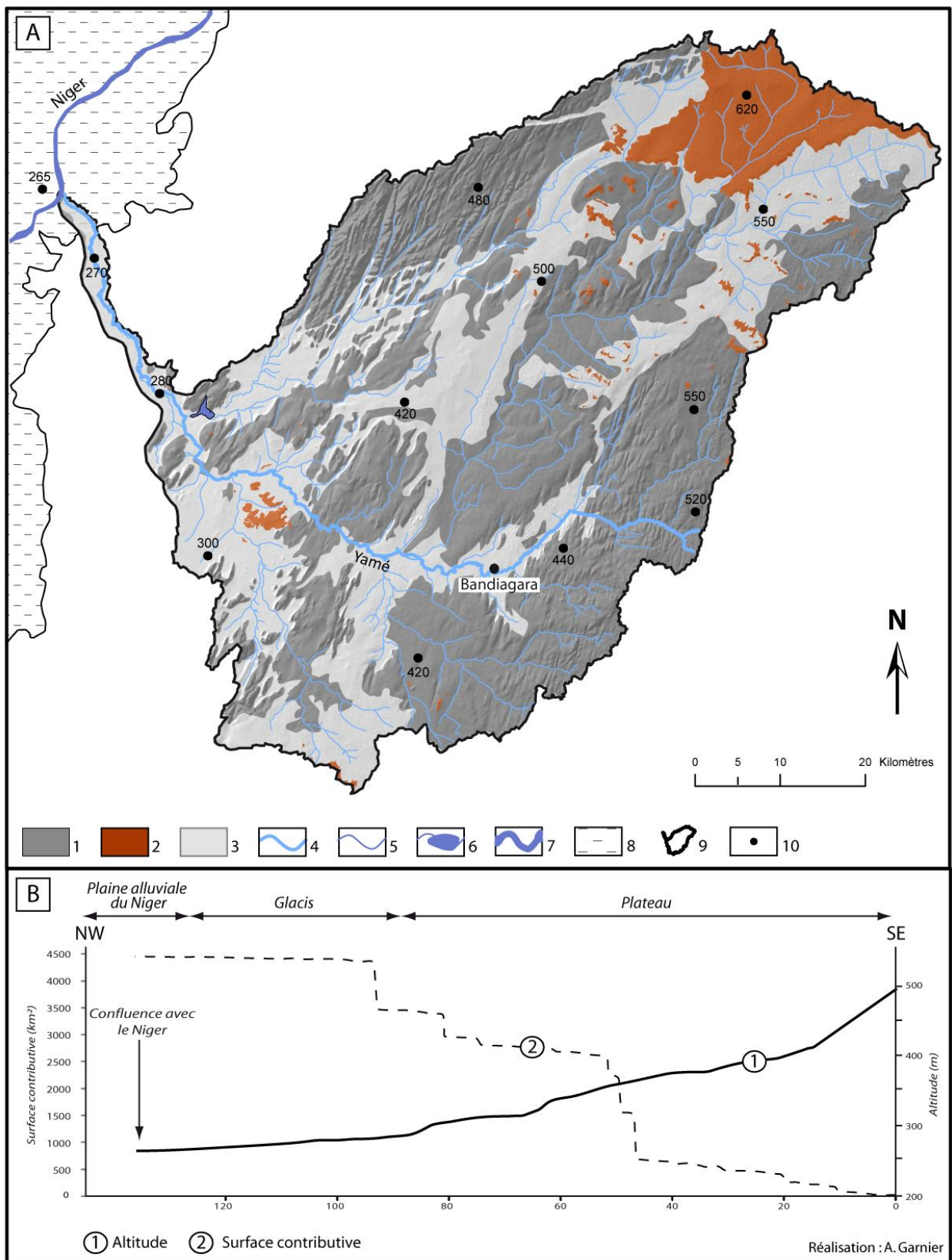


Figure 2.2 : (A) Carte géomorphologique du bassin versant du Yamé (B) profil longitudinal du Yamé

(A) 1 : Grès ; 2 : Buttes latéritiques ; 3 : Formations quaternaires ; 4 : Cours d'eau principal (Yamé) ; 5 : Cours d'eau secondaire ; 6 : Lac permanent ; 7 : Fleuve Niger ; 8 : Plaine alluviale du Niger ; 9 : Limites du bassin versant du Yamé ; 10 : Point coté

2.1.1.1. Le plateau de Bandiagara

Les grès du plateau de Bandiagara, ou plateau dogon, occupent la majeure partie du bassin versant du Yamé (Fig.2.2). Ce massif constitue, avec le plateau Mandingue, l'ossature principale du Mali et son origine remonte à la période du Précambrien supérieur. Il représente l'extrémité septentrionale des reliefs tabulaires de Sikasso (Mali) et de Banfora (Burkina-Faso). Le plateau de Bandiagara s'étire du nord au sud (de Douentza à Koutiala) sur environ 450 km alors que sa largeur ne dépasse guère 25 km au sud et 80 km au nord. Il se prolonge au nord-est par le massif de Gandamia (1 080 m) et par un alignement de buttes tabulaires, telles que celle d'Hombori dont le sommet se situe à 1 155 m et qui domine ainsi de plus de 800 m la plaine du Séno (Rasse, 2010). Le plateau de Bandiagara correspond à une vaste dalle de grès durs inclinée vers l'ouest qui s'enfouie sous les alluvions du Niger (Daveau, 1957).

Si Palausi (1959) avait englobé l'ensemble des formations gréseuses du plateau sous le terme de grès de Bandiagara, l'étude lithostratigraphique des formations sédimentaires de la région de Bandiagara menée par Kéita en 1984 a permis de distinguer deux grands groupes (Kéita, 1984):

- le groupe de Bandiagara, épais de 800 à 900m correspond à des grès à stratifications obliques plurimétriques à matrice sableuse contenant des galets centimétriques. Mis en place par une dynamique fluviale, ils sont localisés principalement en amont de la ville de Bandiagara et du bassin versant du Yamé.
- les grès du groupe du Plateau Dogon, d'une épaisseur de 200 à 220 m, affleurent uniquement dans la partie centre et au sud-ouest du plateau. Ils correspondent à deux unités de grès à matrice sableuse de granularité fine à moyenne et reposent chacune sur une couche argileuse. L'origine de la sédimentation a été identifiée comme fluvio-marine.

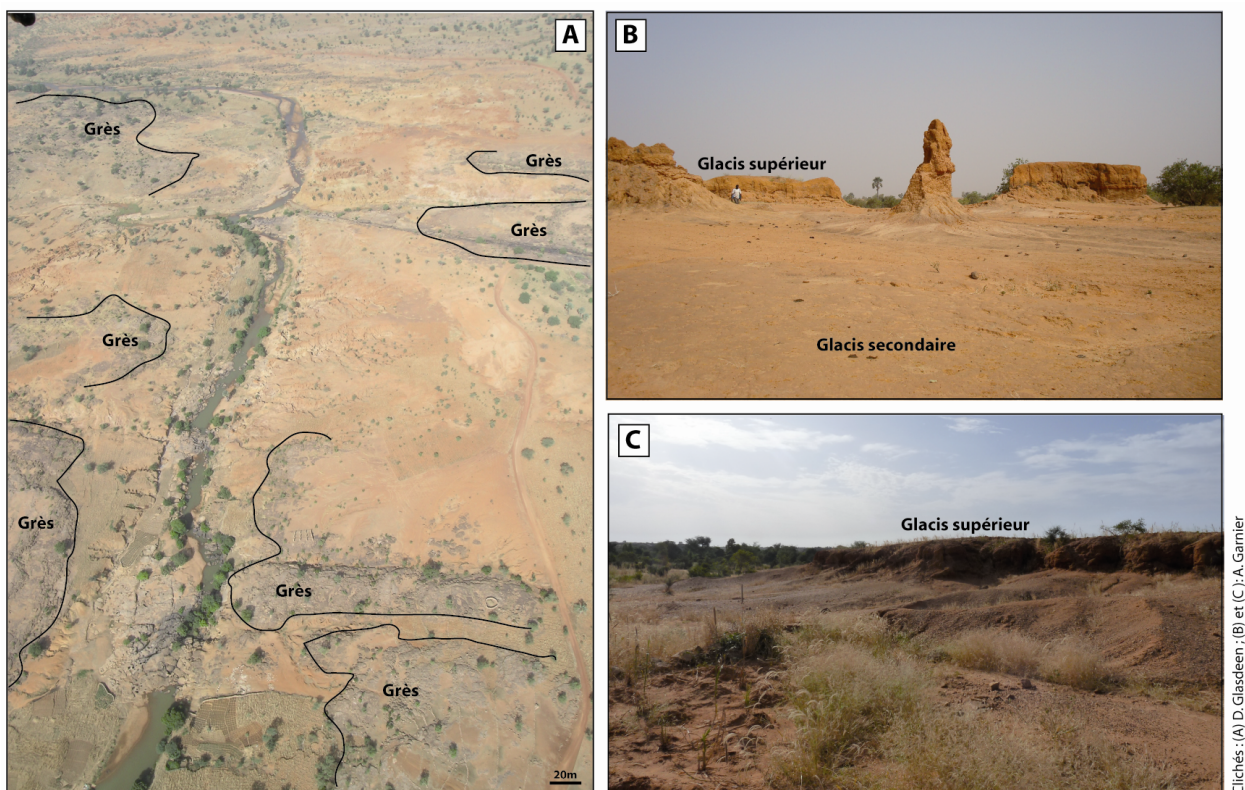


Figure 2.3 : (A) Alternance entre les escarpements gréseux et les glacis dans la région d'Ounjougou. (B) et (C) Transition entre le glaciaire principal et le glaciaire secondaire.

Les altitudes du plateau varient entre 750 et 300 mètres (Fig.2.2). Sur les zones les plus élevées du plateau, le grès est omniprésent même si l'on observe parfois une couverture par des sols squelettiques.

Dans les zones moins élevées, les étendues planes de glacis et les escarpements alternent, dessinant une succession de plateaux étagés descendant vers les axes principaux du réseau hydrographique (Daveau, 1959). Ainsi, sur le plateau, selon les zones et notamment l'altitude, le grès affleure à nu, en dalles étendues, en blocs entassés ou alors il disparaît sous les formations quaternaires. Ces dernières constituent des glacis, fréquemment organisés en deux niveaux. Le glacis supérieur, reconnaissable par sa couleur rouge, constitue la majeure partie des surfaces de la partie centrale du plateau. Il s'agit à la fois d'un glacis d'érosion et d'accumulation, hérité de la grande période de remobilisation du Quaternaire des silts éoliens déposés sur la totalité de la superficie du plateau dogon durant le dernier maximum aride (Rasse *et al.*, 2006). Ces épandages d'origine colluviale dominant de plus de 20 m le cours actuel du Yamé et se terminent, à l'amont, par un rebord topographique nettement marqué (Fig.2.3 A et B). Dans la moyenne vallée, la limite entre les deux glacis est moins abrupte. En contrebas, on retrouve un glacis d'accumulation. On observe de manière discontinue le long du Yamé un autre niveau topographiquement bien délimité : un glacis-terrasse. Ce niveau situé directement au bord du Yamé correspond à des épandages de type colluvial nourri par des apports alluviaux lors des événements hydrologiques exceptionnels.

Après la dernière traversée du Yamé de barres gréseuses, on observe une zone où les formations quaternaires sont développées sur les grès ainsi que la présence de buttes résiduelles latéritiques. Vestiges de la période chaude et humide du Tertiaire, ces formations rouges atteignant une épaisseur de quelques mètres à plus de 20 mètres se présentent généralement sous l'apparence de buttes bien délimitées au sommet plat et aux versants raides (25° à 30°) posées sur les grès (Fig.2.4A), ou alors sous forme de glacis latérisé lorsque ces dernières ont été démantelées (Fig.2.4B). Enfin, pour cette partie du bassin versant, on observe, à certains endroits, des lambeaux de latérite (Fig.2.4C). Comme en témoignent les photographies (Fig.2.4), la latérite, sous toutes ses formes, est au même titre que le grès, imperméable ce qui empêche la prolifération de la végétation et favorise le ruissellement. Ces buttes sont majoritairement observées en rive droite dans la région de Fiko où l'altitude se situe au alentour de 320 m. En rive gauche, ces surfaces latéritiques sont toujours présentes mais prennent plus la forme de glacis ou de lambeaux latérisés.



Figure 2.4 : Les différentes formes de la latérite dans la moyenne vallée du Yamé.

(A) Buttes ferrugineuses de plusieurs mètres de hauteurs ; (B) Glacis latérisé ; (C) Lambeaux résiduels

2.1.1.2. Les formations de glacis

Une fois dépassé les dernières buttes gréseuses du plateau de Bandiagara, le Yamé entaille la surface d'un glacis. Cette surface plane est inclinée vers le Niger en pente très douce (environ 0.04 %). Elle a été façonnée tout au long du Quaternaire et peut-être même dès le Tertiaire. L'altitude de ce glacis de désagrégation (Gallais, 1967a) ou d'épandage (Demangeot, 1999) varie entre 270 et 280 m. On reconnaît ici toute la monotonie des paysages classiques ouest africains soulevée par S.Daveau « *de vastes plaines à peine ondulées, où les larges horizons sont inconnus* ». Seule la vallée du Yamé et sa ripisylve associée rompent avec cette monotonie.

2.1.1.3. Le delta intérieur du Niger

Les quelques derniers kilomètres de la zone aval du bassin versant sont soumis à l'influence du Niger et plus exactement de son Delta intérieur. Le fonctionnement hydrologique est assez complexe puisqu'il est dépendant d'une part, du débit du Yamé et d'autre part, de celui du Niger. Le cours d'eau est divisé ici en de multiples chenaux séparés par des dépressions topographiques. À partir de la mi-août, la crue du Niger bloque les eaux du Yamé entraînant son débordement et son déversement dans les dépressions topographiques adjacentes. Ainsi, pendant la saison humide, le fonctionnement hydrologique de cette zone est entièrement tributaire du niveau d'eau atteint par le Niger. Ensuite, les nombreuses mares perdurent et s'assèchent progressivement. La topographie est plane avec des altitudes situées au alentour de 267 m et une pente de 0,04 %. Les paysages géomorphologiques sont ici dominés essentiellement par les formes d'un relief alluvial, à savoir des lits fluviaux (mineur et moyen) et les formes associées (bourrelets de berge, rides...) ainsi que de nombreuses cuvettes qui viennent ponctuer le paysage du Delta intérieur. La nature sédimentaire est caractéristique de dépôts alluviaux et palustres.

2.1.2. Le contexte hydro-climatique

Le bassin versant du Yamé est soumis à un climat sahélo-soudanien caractérisé par une alternance entre une saison sèche qui dure 9 mois, d'octobre à juin, et une saison humide de 3 mois, de juillet à septembre (Fig.2.5).

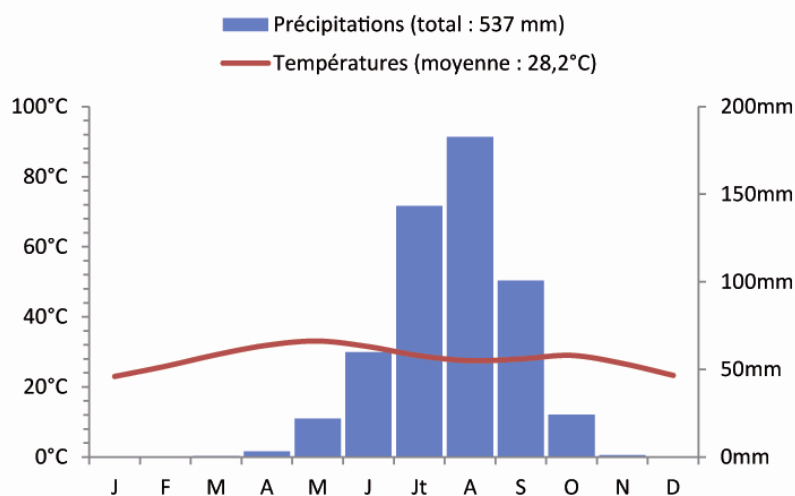


Figure 2.5 : Diagramme ombrothermique de Bandiagara pour la période (1950-2003)

(source : IRD Bamako)

Cette saisonnalité est la résultante du balancement de la zone intertropicale de convergence (ZITC), expliquée précédemment (Chapitre 1). La normale annuelle pluviométrique a été calculée pour la période entre 1950 et 2003. Cependant, au sein de cette chronique, les données mensuelles de six années (1981-1986) sont manquantes alors que les cumuls annuels sont disponibles. La normale annuelle est de 537 mm pour la station de Bandiagara, sur le plateau. Aucune autre station météorologique n'est située dans le bassin versant. La station de Mopti, localisée dans le Delta intérieur du Niger à seulement quelques kilomètres du bassin versant indique une pluviométrie de 530 mm. Ainsi, on observe que la pluviométrie est légèrement plus importante sur le plateau que dans le delta intérieur du Niger. Cela s'explique principalement par l'effet orographique engendré par le plateau dont les altitudes sont plus élevées que

celles du Delta intérieur du Niger. Le maximum pluviométrique se situe au mois d'août avec environ 183 mm. L'évapotranspiration (ETp), calculée à partir de la méthode Penman, est importante avec une valeur annuelle de 2 290 mm, soit une valeur 4 fois supérieure à celle des précipitations. Les valeurs de l'ETp sont notamment très élevées pendant la période de mars à mai. Elles résultent de l'effet conjugué des fortes températures, des humidités relativement faibles mais surtout de l'effet très desséchant de l'Harmattan. Malgré le manque de données sur les sols du Pays dogon, un bilan hydrique a été réalisé à partir des données pluviométriques de Bandiagara et des valeurs de l'ETp pour la station de Mopti. La réserve utile a été fixée conventionnellement à 100 mm (Fig.2.6).

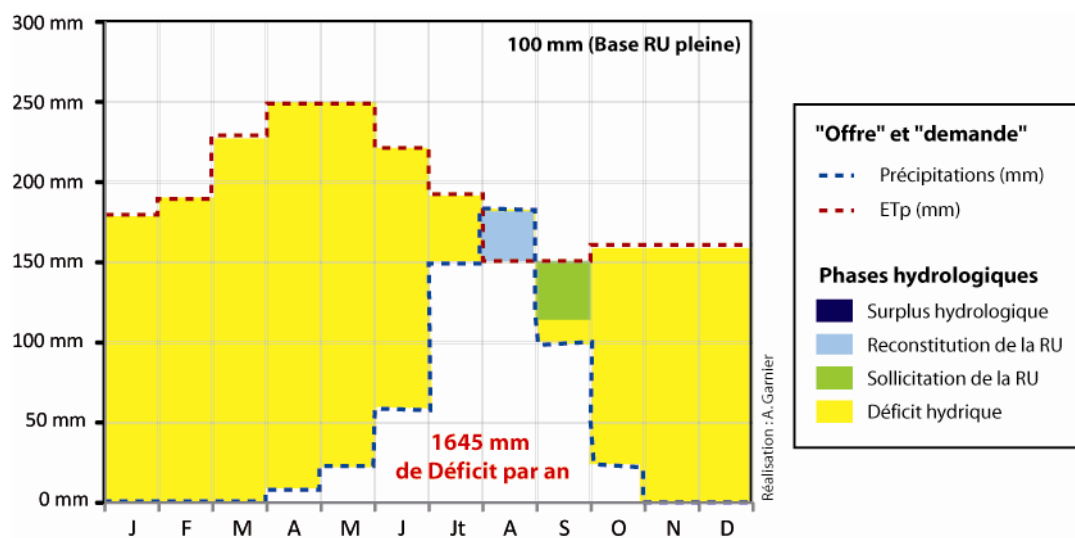


Figure 2.6 : Bilan hydrique de la région de Bandiagara à partir des données pluviométriques de la station de Bandiagara (1950-2003) et des valeurs de l'ETp de la station de Mopti (1961-1990). Source : FAOCLIM

En confrontant une demande évapotranspiratoire potentielle élevée et relativement homogène au cours de l'année à une offre pluviométrique fortement contrastée, le bilan hydrique témoigne d'une carence en eau effective presque toute l'année (1 668 mm/an de septembre à juillet). Seul le mois d'août enregistre des précipitations supérieures à l'ETp et fait l'objet d'une recharge hydrique des sols. Celle-ci est de courte durée puisque dès le mois suivant, la baisse des précipitations favorise une ponction dans la réserve utile qui devient à nouveau déficitaire. Alors que le diagramme ombrothermique suggère une saison sèche de 9 mois, le bilan hydrique indique que la phase de déficit hydrique des sols occupe ici un peu plus de 10 mois. Cependant, en l'absence d'analyses pédologiques la réserve utile est fixée à 100 mm. Dans le cas du plateau dogon, la plupart des sols sont squelettiques et la réserve utile est très faible. Cependant, la nature géologique permet aussi de contrebalancer l'impact de l'ETp sur le bilan hydrique puisque les aquifères du grès permettent de préserver l'eau accumulée lors de la saison humide. Ainsi, sur le plateau gréseux, la végétation peut être favorisée par une restitution de l'eau par l'intermédiaire des aquifères.

La forte saisonnalité des précipitations ainsi que l'importance de l'évapotranspiration sont les principales variables qui vont intervenir dans le bilan hydrologique du Yamé et de ses affluents ainsi que sur la végétation. Ainsi, le régime hydrologique du Yamé est caractérisé par une forte irrégularité, reflétant la saisonnalité des précipitations. Pendant la saison sèche de 9 mois, la plus grande partie du cours d'eau est à sec. La saison humide est caractérisée par des pluies intenses sous forme d'orages. Elles génèrent, de l'amont à l'aval du Yamé, des flux liquides et solides véhiculés par une vitesse élevée. Les caractéristiques hydro-sédimentaires de chacun des tronçons qui ont fait l'objet d'investigations spécifiques seront décrites plus amplement dans le chapitre 5.

Un bilan des précipitations a été dressé entre 1907 et 2007 à partir des données météorologiques de la station de Bandiagara. Cependant, ces données manquent pour quelques années : 1909-1919 et 2004. Elles permettent de présenter l'évolution au cours d'un siècle des précipitations et de replacer l'étude dans un contexte hydro-climatique plus large (Fig.2.7). Les fluctuations pluviométriques interannuelles sont fortes et sont marquées par des périodes excédentaires et déficitaires par rapport à la normale annuelle de 537 mm calculée sur les cinquante dernières années.

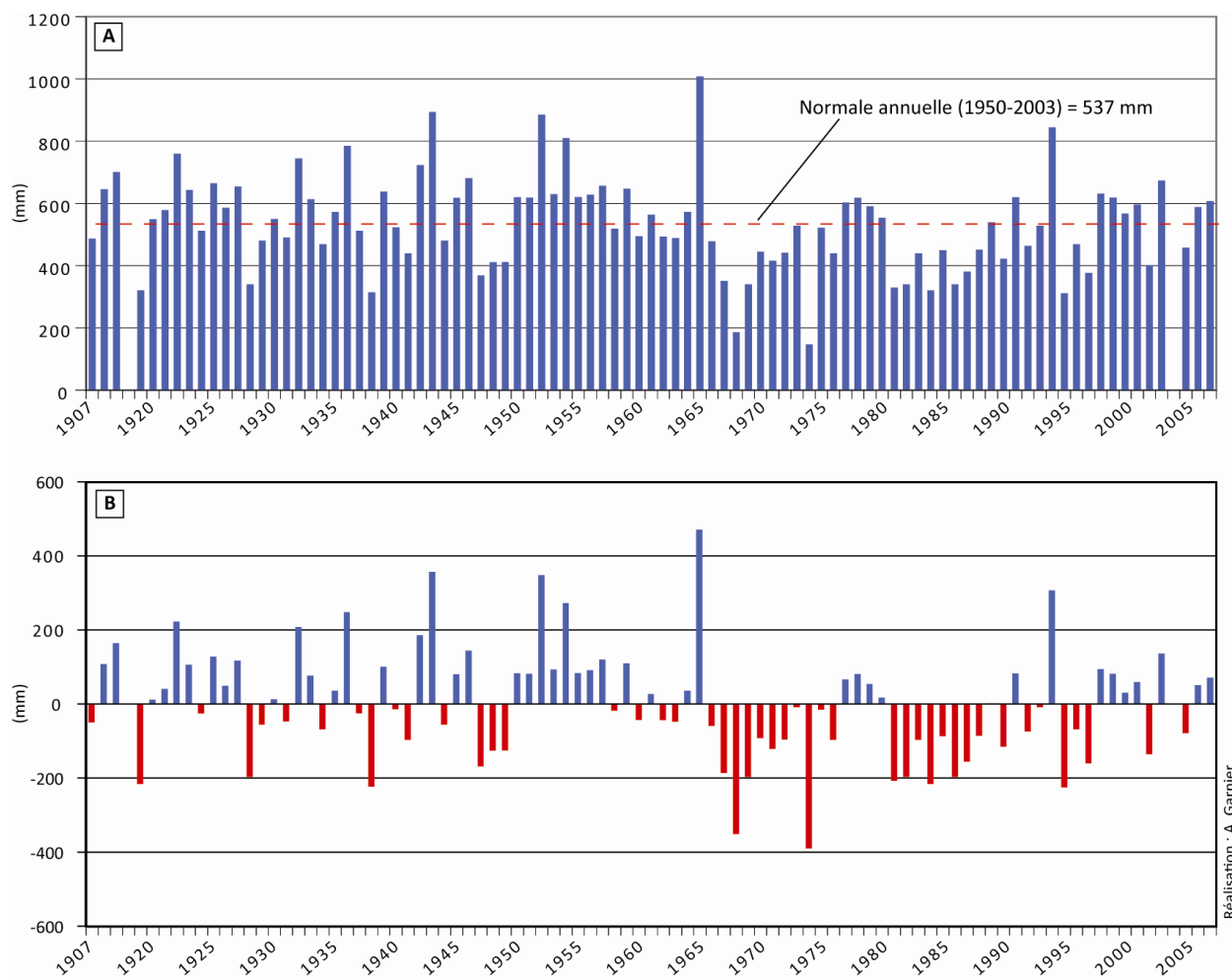


Figure 2.7 : Variations pluviométriques enregistrées à la station de Bandiagara entre 1907 et 2007. (A) Précipitations annuelles brutes, (B) Ecart des précipitations à la normale calculé entre 1950-2003.
(Sources : B.P.R.D (Bandiagara) et I.R.D (Bamako))

Les années les plus sèches sont 1968 et 1974 qui atteignent respectivement 186 mm et 147 mm. Les années les plus humides correspondent à 1936 avec 785 mm, et aux années 1943, 1952, 1954, 1965, 1994 qui atteignent plus de 800 mm par an. Le record est enregistré en 1965 avec une moyenne des précipitations qui atteint 1 008 mm par an. La figure 2-7B permet de mettre en évidence des années humides avant 1967. En effet, la plupart des cumuls pluviométriques sont excédentaires à la normale climatique notamment pour la décennie des années 1950 où toutes les années mis à part 1958 comptabilisent une pluviométrie entre 600 et 900 mm par an. En revanche, à partir de 1967, on observe que la plupart des cumuls annuels pluviométriques sont déficitaires par rapport à la normale climatique. Deux phases sont particulièrement bien marquées, celles entre 1966-1976 et entre 1981-1990 qui concernent plusieurs années successives déficitaires (onze années pour la première phase et dix années pour la seconde). Au total, sur les 91 années étudiées, 47 sont déficitaires par rapport à la normale annuelle de 1950-2003.

L'année 1936 fut, selon la tradition orale, l'année la plus humide du 20^{ème} siècle et serait à l'origine de l'autocapture du Yamé à Ounjougou (Rasse *et al.*, 2006). Les conséquences ont été significatives tant sur le plan humain puisque les populations définissent cette année comme une « catastrophe » encore bien ancrée dans les mémoires, que sur le plan environnemental puisque l'énergie exceptionnelle de la crue entraîna une modification du tracé du Yamé. Celui-ci s'écoulait auparavant 9 m au-dessus du cours actuel depuis l'édification de la terrasse protohistorique par un seuil gréseux. Cette modification hydrographique récente a permis à la rivière de retrouver son tracé du début de l'Holocène. Cette défluviation du Yamé par autocapture s'est déroulée très rapidement selon les populations locales interrogées par A. Mayor à la fin des années 1990 (Huysecom *et al.*, 2004b). En changeant brutalement son profil longitudinal, puisqu'il n'y avait plus de barres gréseuses résistantes sur son parcours, le Yamé s'est encaissé dans les formations pléistocènes et holocènes en développant les ravinements que l'on connaît aujourd'hui. Outre les témoignages oraux, de nombreux indices cartographiques et géomorphologiques plaident en faveur de cette évolution récente (Rasse *et al.*, 2004). La première carte topographique de Bandiagara disponible a été établie en 1936, mais résulte de travaux réalisés antérieurement par le Service Géographique de l'Afrique Occidentale. Elle indique clairement, malgré l'imprécision du 1/200 000^e, le paléo-cours du Yamé (Fig.2.8A).

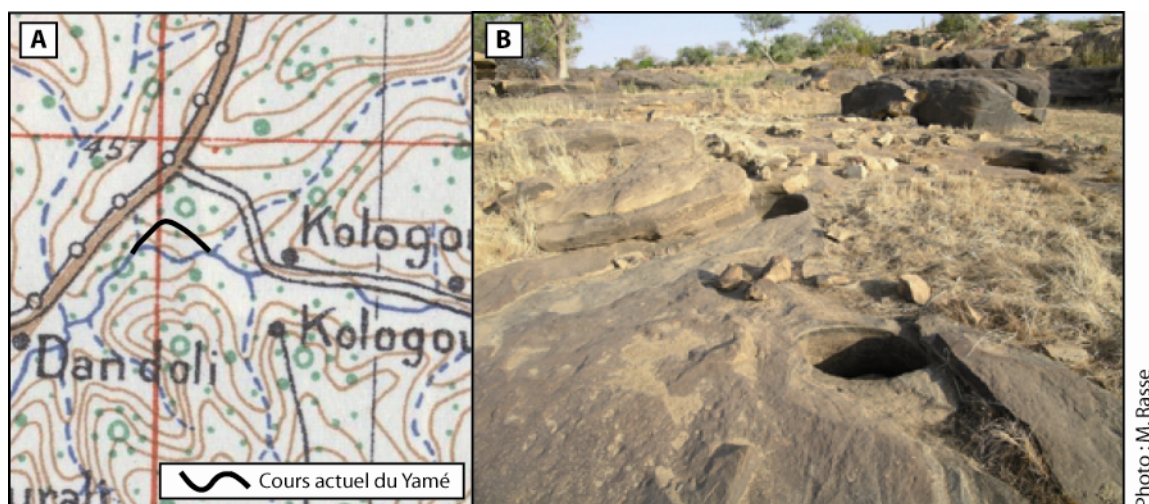


Figure 2.8 : Preuves cartographique et géomorphologique de la modification du profil longitudinal du Yamé survenue en 1936.

(A) Extrait de la carte topographique au 1/200 000 de Bandiagara publiée en 1942 par la « Geographical Section of War Office » avec en surimpression le tracé actuel du Yamé; (B) Marmites d'érosion et polis fluviaux témoignant d'une activité hydrologique passée.

De surcroît, plusieurs indices géomorphologiques permettent de localiser de manière précise l'ancien tracé du lit fluvial. Il présente encore une grande fraîcheur des formes : les marmites d'érosion suggèrent un cours d'eau puissant et les grès conglomératiques du seuil présentent un poli fluvial bien particulier que l'on ne retrouve aucunement ailleurs dans la vallée (Rasse *et al.*, 2004) (Fig.2.8-B).

Plus récemment, l'année 2007 fut caractéristique d'un hivernage humide dans l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Entre juillet et septembre, les précipitations ont atteint 610 mm à Bandiagara et la plupart des cours d'eau sont sortis de leur lit, entraînant des inondations dramatiques qui ont généré des dégâts humains et matériels considérables. Selon le maire de la ville de Bandiagara, Ibrahim Tembely, « le niveau du Yamé est monté de plus d'un mètre de hauteur à Bandiagara, causant la désolation » (Le Drézen, 2008). Les berges ont été érodées et les champs de mil localisés dans le lit majeur ont disparu. De nombreux arbres fruitiers, tels que les manguiers et les goyaviers, situés en bordure du cours d'eau ont été arrachés. Les dégâts matériels ont été observés tout au long de la vallée avec des barrages détruits, des ponts arrachés, du bétail

emporté etc...(Fig.2.9). Au total, 1 696 victimes ont été recensées dans le cercle de Bandiagara (Le Drézen, 2008).



Figure 2.9 : La crue du Yamé en 2007. (A) et (B) Routes coupées par les affluents du Yamé ; (C) Destruction des ponts à Bandiagara.

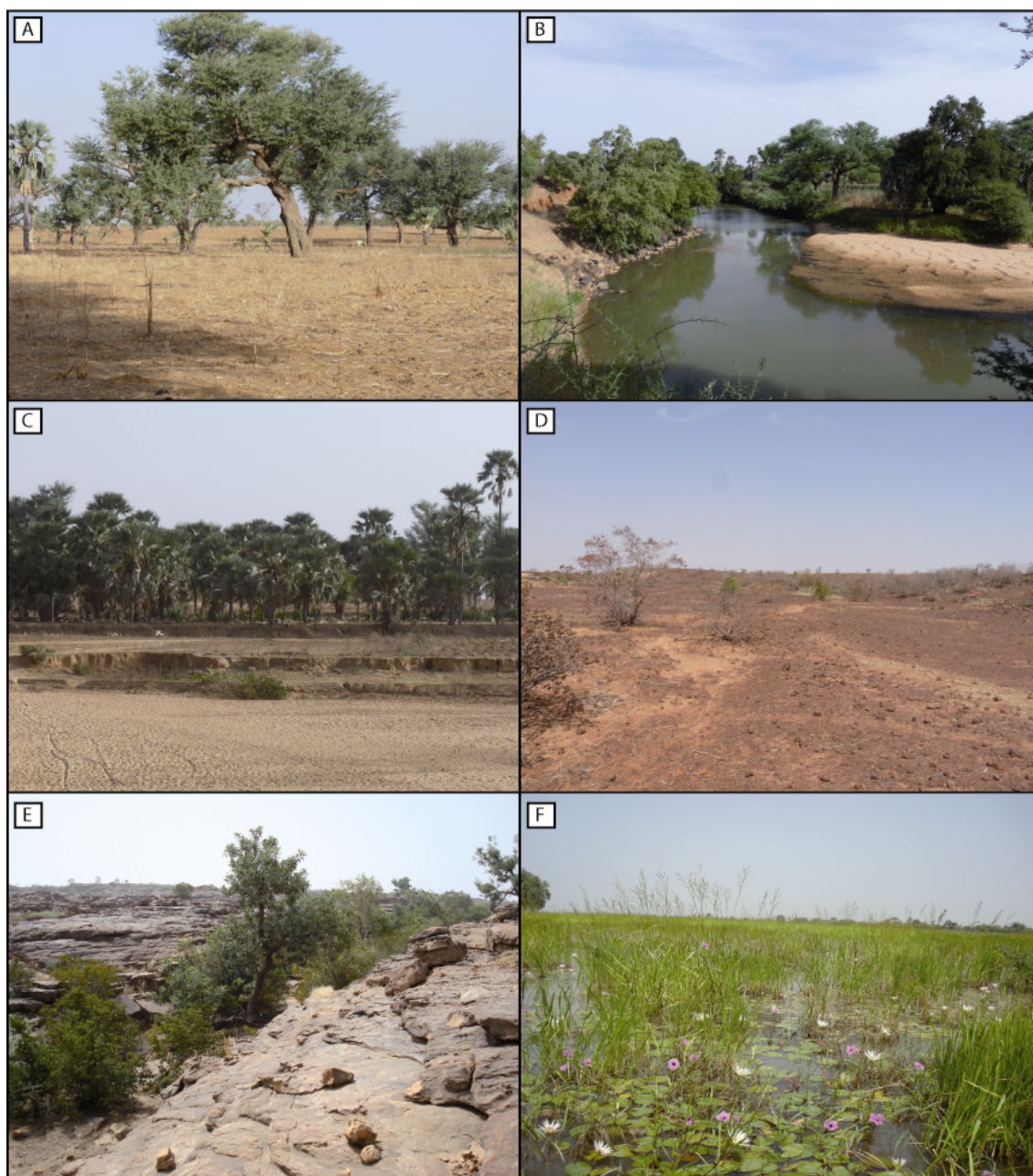
Photos : (A) L. Llespez ; (B,C) E. Huysecom

2.1.4. La diversité paysagère du bassin versant du Yamé

Le bassin versant du Yamé se situe à la limite des zones sahéliennes et soudaniennes (Granier, 2001). À une échelle plus fine, le bassin versant traverse le plateau de Bandiagara, composé d'une savane soudano-sahélienne, et se jette dans la plaine alluviale du Niger, qui a une végétation azonale bien particulière, typique des zones humides. Il en résulte donc une grande diversité des paysages tout au long du cours d'eau (Fig.2.10).

Sur le **plateau de Bandiagara** et dans la **basse vallée** située sur le glaciaire inférieur, la végétation correspond à une mosaïque de savanes arborées et arbustives sahélo-soudaniennes fortement anthropisées (Le Drézen et Ballouche, 2009). D'une manière générale, les espèces arborées les plus caractéristiques des interfluviaux sont *Vitellaria paradoxa* (karité) et *Faidherbia albida* (balanzan). Elles sont accompagnées par une grande diversité d'arbres conservés en raison de leur utilité pour les populations locales (fruits, médicaments...) et pour le bétail (fourrage) : *Adansonia digitata* (Baobab), *Lannea microcarpa*, *Balanites aegyptiaca*, *Sclerocarya birrea*, *Detarium microcarpum*, *Daniellia oliveri*, *Prosopis africana*, *Vitex* sp., *Borassus aethiopum*... (Le Drézen et Ballouche, 2009). Localement, sur les surfaces des sommets des interfluviaux, les sols squelettiques ou les sols cuirassés sont dominés par une végétation typique des milieux dégradés composée principalement de formations arbustives à Combrétacées. La forêt galerie du Yamé est assez pauvre et éparse. De rares individus d'une espèce soudano-guinéenne *Syzygium guineense* sont observés ainsi que des espèces récemment introduites dont le manguier (*Mangifera indica*) et *Andira inermis*. À certains endroits, celle-ci est largement dominée par le Rônier (*Borassus aethiopum*) comme à Kéma, dans la moyenne vallée. Les formations forestières sont aujourd'hui peu présentes et sont visibles essentiellement sous forme de reliques boisées le long du cours d'eau, dans les crevasses rocheuses, dans les ravins. On y retrouve les espèces suivantes : *Pterocarpus erinaceus*, *Anogeissus leiocarpus*, *Diospyros mespiliformis* et *Gyrocarpus americanus* (Eichhorn, sous presse).

Dans le **Delta intérieur du Niger**, la végétation est principalement conditionnée par la durée de submersion. Sur les milieux exondés, on retrouve la même végétation sahélo-soudanienne du Pays dogon. Dans le lit majeur, inondé pendant de courtes périodes (quelques jours), on observe de nouvelles espèces, non identifiées sur le plateau telles que deux espèces d'*Acacia* : *Acacia seyal* et *Acacia nilotica*. Dans les zones submergées plusieurs mois, la végétation est essentiellement graminéenne. Dans les plaines submergées moins de trois mois, les espèces dominantes sont *Vetiveria nigritana* et *Andropogon gayanus*. Pour une durée de submersion de trois à six mois et avec une hauteur d'eau de l'ordre du mètre, deux graminées vivaces sont principalement observées : *Echinochloa stagnina* (bourgou) et *Oryza longistaminata* (riz sauvage). Elles sont associées à des espèces hydrophytes *Nymphaea* sp. et *Pistia* sp., (Granier, 2001).



Photos : A. Garnier

Figure 2.10 : Les types de végétation rencontrés dans le bassin versant du Yamé.

(A) Sur les interfluves, la savane soudano-sahélienne dominée par *Faidherbia albida* ; (B) La forêt galerie éparse ; (C) La forêt galerie composée essentiellement de *Borassus aethiopum* (Rônier) ; (D) Les sols cuirassés dominés par les Combrétacées ; (E) Reliques boisées dans une crevasse rocheuse ; (F) La végétation de zones humides du Delta intérieur du Niger composée de *Echinochloa stagnina*, *Nymphaea* sp. et *Ipomea* .

2.2. Un espace fortement anthropisé

Deux principaux groupes ethniques cohabitent au sein du bassin versant du Yamé : les Dogons, peuple de cultivateurs qui se situent principalement sur le plateau gréseux et sur les glacis en marges du Delta intérieur du Niger et les Peuls, peuple d'éleveurs nomades, que l'on retrouve dans l'ensemble de la région. Les Dogons, majoritaires dans le bassin versant du Yamé, ont fait l'objet de nombreuses études. Les chercheurs se sont penchés sur leur origine et l'histoire de leur peuplement mais les questions restent encore débattues. Les chercheurs s'accordent pour dire que ces populations, originaires du Mandé (sud de Bamako), sont venues s'installer sur la falaise et le plateau gréseux qui représentent un habitat idéal face aux

attaques ennemies. En revanche, en raison de l'exiguïté des terres, la mise en valeur de l'espace est très difficile et a nécessité une adaptation de la part des dogons. Aujourd'hui, malgré ces contraintes, le plateau dogon reste un endroit convoité avec des densités de population élevées.

2.2.1. Des densités de populations élevées

Les densités de population du bassin versant du Yamé sont élevées en comparaison avec le reste du territoire malien. Elles atteignent en moyenne entre 50 et 60 habitants au km² mais peuvent atteindre par endroits près de 400 habitants au km² (Gallais, 1975 ; Thibaud, 1997). Ces fortes densités résultent de la juxtaposition de nombreux petits villages comptabilisant entre 200 et 400 habitants. J. Gallais (1984) mentionne même la présence de sept villages de plus de 1000 habitants pour la section moyenne du bassin versant du Yamé. Depuis 1930, date de la grande famine mais aussi lors des périodes de sécheresses des années 1970-1980, la croissance démographique, soutenue par une forte fécondité, est devenue un problème majeur (Thibaud, 2005). Le pays Dogon a vu sa population quasiment doubler (x 1,8) entre 1976 et 2009. La plus forte croissance fut recensée entre 1998 et 2009 où la population a été multipliée par x 1,4 en seulement 11 ans (Arnaud, 2010).

2.2.2. Des systèmes de production variés

Sur le plateau, pour faire face à ces fortes densités alors que seulement 22% des terres sont cultivables en raison de l'omniprésence des affleurements gréseux, les populations se sont adaptées, en développant des pratiques culturales soignées (Thibaud, 2005).



Figure 2.11 : Principales cultures pluviales dans le bassin versant du Yamé.
(A) Culture du mil ; (B) Culture du Sorgho et (C) Stockage du mil dans les greniers.

Premièrement, les dogons ont installé leurs villages sur les interfluves gréseuses afin de ne pas empiéter sur des terres potentiellement cultivables. Deuxièmement, au prix d'un travail difficile, les cultivateurs dogons ont su organiser l'espace de façon originale, afin d'utiliser de manière rationnelle le sol disponible mais aussi de le protéger de l'érosion et souvent même de gagner des nouvelles terres. Dans l'ensemble du bassin versant, la culture du mil (*Pennisetum glaucum*) est dominante sur les interfluves. La culture du sorgho (*Sorghum bicolor*) est à certains endroits associée à la culture du mil, mais elle reste marginale, notamment car elle est plus exigeante que le mil. Ce système agricole traditionnel est qualifié de culture pluviale puisque le mil ou le sorgho ne poussent qu'avec le seul apport des précipitations. On retrouve parfois sur de petites parcelles, près des villages, les cultures d'haricots et d'arachide, qui sont aussi des cultures pluviales. Ces légumineuses assurent une fonction fertilisante et diversifient l'alimentation. Le calendrier agricole concernant la culture de ces céréales et légumineuses est directement dépendant de la saison des pluies. Ainsi, le mil est semé avant les premières pluies et est récolté au mois de novembre, à la fin de la

saison humide. Le mil est une culture de subsistance qui est à la base du régime alimentaire. Une fois récolté, il est conservé dans des greniers (Fig.2.11) au sein des villages et ne sera vendu qu'en cas de surplus afin d'acheter des objets de nécessité absolue (hygiène, vêtements...). Cependant, ce système agricole traditionnel est vulnérable aux sécheresses.

En réponse à une croissance démographique de plus en plus élevée, les Dogons ont trouvé un moyen d'augmenter la surface cultivable du plateau Dogon. Ils recouvrent de terres certains affleurements gréseux et délimitent les parcelles avec des petits murets afin de limiter l'érosion, intensive en saison des pluies. Dans les zones où l'eau est permanente, c'est-à-dire à l'amont du Yamé et près du lac de Bandiougou, dans la moyenne vallée, les dogons ont développé, l'activité maraîchère irriguée. Malgré l'existence d'une tradition maraîchère ancienne sur le plateau (Dieterlen, 1956 ; Calame-Griaule, 1980 ; Bouju, 1984), elle s'est fortement développée au cours des années 1970-1980 en relation avec la multiplication des barrages. Dans la vallée du Yamé, près de 75% des barrages ont été construits entre les années 1974 et 1987 et ont eu comme conséquence une augmentation des superficies irriguées qui ont été multipliées par 20 depuis les années 1930 (Diawara, 1997). Par un simple apport de terres, les agriculteurs dogons ont créé des microparcelles sur les grès ce qui leur permet, en associant l'irrigation, d'augmenter à la fois la surface et la durée de l'activité agricole. (Fig.2.12). L'irrigation se pratique essentiellement dans les plaines alluviales par aspersion à l'aide de calebasses et de motopompes. Ces dernières se sont largement développées depuis les années 1980. Elles permettent la réduction de la pénibilité du travail mais aussi un accroissement des surfaces cultivées. La culture dominante est celle de l'oignon (*Allium cepa* var. *aggregatum*), associée à celle de la tomate, des patates douces, du piment, de l'ail et de l'aubergine. Auparavant, le tabac était la principale plantation mais suite à la Seconde Guerre mondiale, de nouvelles espèces ont été rapportées par les anciens combattants telles que la tomate ou encore l'aubergine (Sekou Karembé, habitant de Bandiougou, com. pers). La saison maraîchère débute généralement à la fin des récoltes céréalières et dure toute la saison sèche (septembre-juin). Cette agriculture permet de développer une économie de marché. Ainsi, les habitants de Bandiougou ont pu s'offrir un camion de 7 tonnes afin d'aller vendre leurs légumes sur les marchés de Sévaré et de Mopti, situés à 20 et 30 km du lac. L'oignon représente 60% des surfaces cultivées et 36 000 tonnes par an et fait l'objet d'un commerce intense, dépassant largement le territoire du Pays dogon. Une fois récoltés, les oignons sont pilés, séchés et conditionnés en boules, ce qui permet une bonne conservation pendant le transport à partir de Mopti vers Bamako, le Burkina-Faso ou encore la Côte d'Ivoire (Le Drézen, 2008).



Figure 2.12 : Maraîchage dans la vallée du Yamé.

(A) Champs d'oignons dans la plaine alluviale du Yamé à Ounjougou (B) Jardins en terre apportée sur les grès et délimités par des murets en pierre sèche ; (C) Boulettes d'oignons prêtes à être vendues et exportées.

Enfin, dans la basse vallée, on observe fréquemment la présence de plantations d'*eucalyptus*, qui ont été importées et plantées dans un but économique puisque la majorité du bois est vendu en tant que bois de construction et bois de cuisine. Quelques arbres fruitiers ont aussi été observés près de Samoloye et sont entretenus par les Peuls qui revendent ensuite leurs récoltes sur les marchés.

À l'aval du bassin versant du Yamé, c'est le riz flottant (*Oryza glaberrima*) qui est principalement cultivé. Appelé aussi riz à submersion libre, il dépend de l'extension des crues du Niger. C'est le système le plus ancien et le plus répandu. Sur les marges du delta, on retrouve parfois la culture du riz irrigué dont le rendement est 20 fois supérieur à celui du riz flottant mais demande une gestion beaucoup plus importante. Cependant, ce système de production tend à se développer.



Figure 2.13 : Plantations d'eucalyptus dans la basse vallée du Yamé

(A) Culture du riz flottant dans le Delta intérieur du Niger, pendant la crue (B) et après la décrue (C).

Photos : A. Garnier

Enfin, dans toute la vallée, on observe un élevage d'ovi-caprinés et de bovinés. En effet, se situant en bordure du Delta intérieur du Niger, elle est une zone d'attente privilégiée pour les éleveurs attendant l'autorisation d'entrer dans le Delta intérieur du Niger (voir Chapitre 1). Selon les propos des Peuls rencontrés lors des missions de terrain, ils occupent la région de Douentza, située dans la région sahélienne au nord du Pays dogon, lors de la saison humide pour ensuite profiter des derniers points d'eau et zones de pâturages au Pays dogon en attendant d'entrer dans le Delta intérieur du Niger pour la saison sèche.

2.3. Les recherches menées au Pays dogon : contexte et état des connaissances

Cette partie a pour objectif de dresser un bilan de l'historique des recherches menées au Pays dogon et de faire un état des connaissances disponibles à ce jour.

2.3.1. Des premiers explorateurs aux géographes tropicalistes

En comparaison avec le monde européen, les sources historiques sont rares pour le continent africain. C'est pourquoi, les recherches historiques et ethnohistoriques africaines sont souvent menées à partir de l'étude des traditions orales. Pour la boucle du Niger, les premiers écrits disponibles concernent les témoignages des chroniqueurs arabes qui dès le 8^e siècle, apportent des informations sur l'histoire, la religion ou encore le commerce au sud du Sahara (Mayor, 2011). Ces témoignages écrits seront ensuite poursuivis par des chroniqueurs locaux, par le biais des correspondances etc... La plupart de ces récits relatent des pratiques religieuses et des différents empires qui se sont succédés jusqu'au 19^e siècle. Au cours de cette même période, l'Afrique connaît un engouement de la part de nouveaux visiteurs : les Européens. Ces explorateurs, commerçants puis militaires rapportent ainsi des récits et témoignages sur les contrées africaines visitées. On peut notamment citer Mungo Park, un explorateur écossais qui fut le premier européen à pénétrer à l'intérieur des terres africaines (Park, 1799) ou encore René Caillié, le premier français à explorer l'Afrique de l'Ouest et notamment Tombouctou, but ultime de son voyage (Caillié, 1830). Ainsi, les récits deviennent de plus en plus nombreux mais ceux concernant le Pays dogon restent marginaux et indirects (Mayor, 2011).

C'est avec la colonisation des états africains par la France à la fin du 19^e siècle et l'arrivée des administrateurs coloniaux et des militaires que les premières études sur le Pays dogon vont apparaître. Le *plateau central Nigérien* (1907) est le compte rendu de la mission d'exploration de la boucle du Niger menée par le lieutenant d'infanterie Louis Desplagnes pour le compte de l'Académie des inscriptions et des belles-lettres. Le Pays dogon était jusqu'alors inconnu et Desplagnes fit découvrir cette région et ses habitants, qui l'avaient surpris « par leur degré d'évolution sociale et culturelle ». De même, il fut le premier à rapporter la présence de témoignages archéologiques dans la région (Desplagnes, 1907). Il y décrit notamment la région de la falaise et les vestiges d'habitats et de sépultures collectives qu'elle recèle. Un peu plus tard, un allemand Léo Frobenius visite cette région et livre une description du peuple dogon ainsi que des vestiges funéraires et architecturaux plus anciens (Frobenius, 1911). De 1931 à 1933, la célèbre expédition ethnographique Dakar-Djibouti réalisa une traversée d'ouest en est de l'Afrique boréale et effectua notamment une étape de plusieurs mois au Pays dogon. Dirigée entre autre par Marcel Griaule, cette mission suscita une redécouverte des Dogons ainsi qu'un grand intérêt pour la beauté du pays et ses rites. Marcel Griaule tomba sous le charme du Pays dogon et en a fait par la suite son terrain d'étude privilégié. Il y est revenu à plusieurs reprises et y a consacré plusieurs ouvrages notamment sur la culture dogon. C'est en 1937 que le potentiel archéologique de la région apparaît. Un officier français, le capitaine Armand, signale que des bifaces acheuléens, des outils caractéristiques du Paléolithique inférieur y ont été retrouvés en surface près de Hombori, à l'est du plateau dogon. Dans les années 1950, George Szumowski, alors responsable à Bamako de l'IFAN (Institut Français d'Afrique Noire devenu par la suite Institut Fondamental d'Afrique Noire) sonde des abris sous roche non loin de la piste reliant Sévaré à Bandiagara, et découvre une industrie lithique préhistorique associée à de la céramique. Il affirme que le Pays dogon « *reste encore bien mystérieuse au point de vue archéologique et préhistorique* » (Szumowski, 1956, cité par S.Ozainne, 2013). En 1959, Suzanne Daveau réalise une étude morphologique de la région de Bandiagara dans le cadre de sa thèse complémentaire de géographie physique (Daveau, 1959). C'est le premier travail de géographie réalisé pour la région et il est encore aujourd'hui à la base de toutes nos connaissances sur le plateau de Bandiagara, la falaise ou encore la plaine du Séno.

La période de l'Indépendance marque un tournant puisqu'elle ouvre la voie à d'importantes recherches scientifiques en Afrique de l'Ouest, notamment dans le cadre de deux grands organismes : IFAN (cf : supra) et l'ORSTOM (Organisme Pour la Recherche Scientifique dans les Territoires d'Outre-Mer, devenu aujourd'hui IRD, Institut de Recherche et Développement). La complexité du peuplement humain au sein du Delta intérieur du Niger fut étudiée par plusieurs chercheurs. Jean Gallais va s'imposer comme le meilleur connaisseur de cette région (Mayor, 2011). Détaché à l'ORSTOM auprès de « la mission d'études et d'aménagement du Niger », il effectue une mission de terrain entre 1956 et 1960 afin de préparer son diplôme d'Etat qu'il soutiendra en 1968. Sa thèse d'Etat, intitulée *Le delta intérieur du Niger, étude de géographie régionale* porte sur la géographie humaine de cette région (Gallais, 1967b). Dans le cadre de sa thèse complémentaire, il étudia la morphologie et le fonctionnement du Delta intérieur du Niger et ses bordures (Gallais, 1967a). Au même titre que les travaux de S. Daveau pour le plateau de Bandiagara, ceux de J. Gallais servent de référence pour cette étude et notamment sur le fonctionnement et la morphologie de l'aval du bassin versant du Yamé se situant dans ce grand système fluvial complexe qu'est le Delta intérieur du Niger.

Dans les années 1960-1970, plusieurs missions de terrain sont conduites au Pays dogon par une équipe hollandaise, comprenant notamment H. Haan, J. Huizinga et R. Bedaux (Huizinga, 1968, Huizinga *et al.*, 1979 ; Bedaux, 1972, 1974, 1980). Leurs travaux archéologiques et anthropologiques portent essentiellement sur les abris sous-roche de la région de Sanga. Ils ont permis de mettre en avant les premières bases chronologiques et culturelles de l'archéologie du Pays dogon en identifiant trois ensembles

distincts : Tolloy, Tellem et Dogon. Ces travaux ont permis une réelle avancée en matière de recherche archéologique du Pays dogon. Ils sont cependant aujourd'hui soumis à discussion (Mayor, 2005).

Ainsi, depuis la découverte du Pays dogon par Desplagnes en 1907, les recherches scientifiques ont été rares et ont principalement portées sur l'étude de leur population suite à l'engouement médiatique dont a fait l'objet les Dogons et leur traditions mystiques par le biais de Marcel Griaule. Les principales études géomorphologiques sur la région ont fait l'objet de travaux de thèse complémentaires de géographes tropicalistes, spécialisés en géographie humaine. En outre, aucune étude paléohydrologique ou paléoenvironnementale n'a été menée au Pays dogon et le potentiel archéologique de la région a été souligné de manière sporadique au cours du 20^e siècle mais sans réelle étude approfondie, notamment pour la période préhistorique. Ainsi, il a fallu attendre les années 90 et les premières prospections d'une équipe suisse pour que commence réellement l'étude approfondie de la préhistoire et histoire du Pays dogon mais aussi des paléoenvironnements.

2.3.2. Le programme de recherche « Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest »

2.3.2.1. Présentation

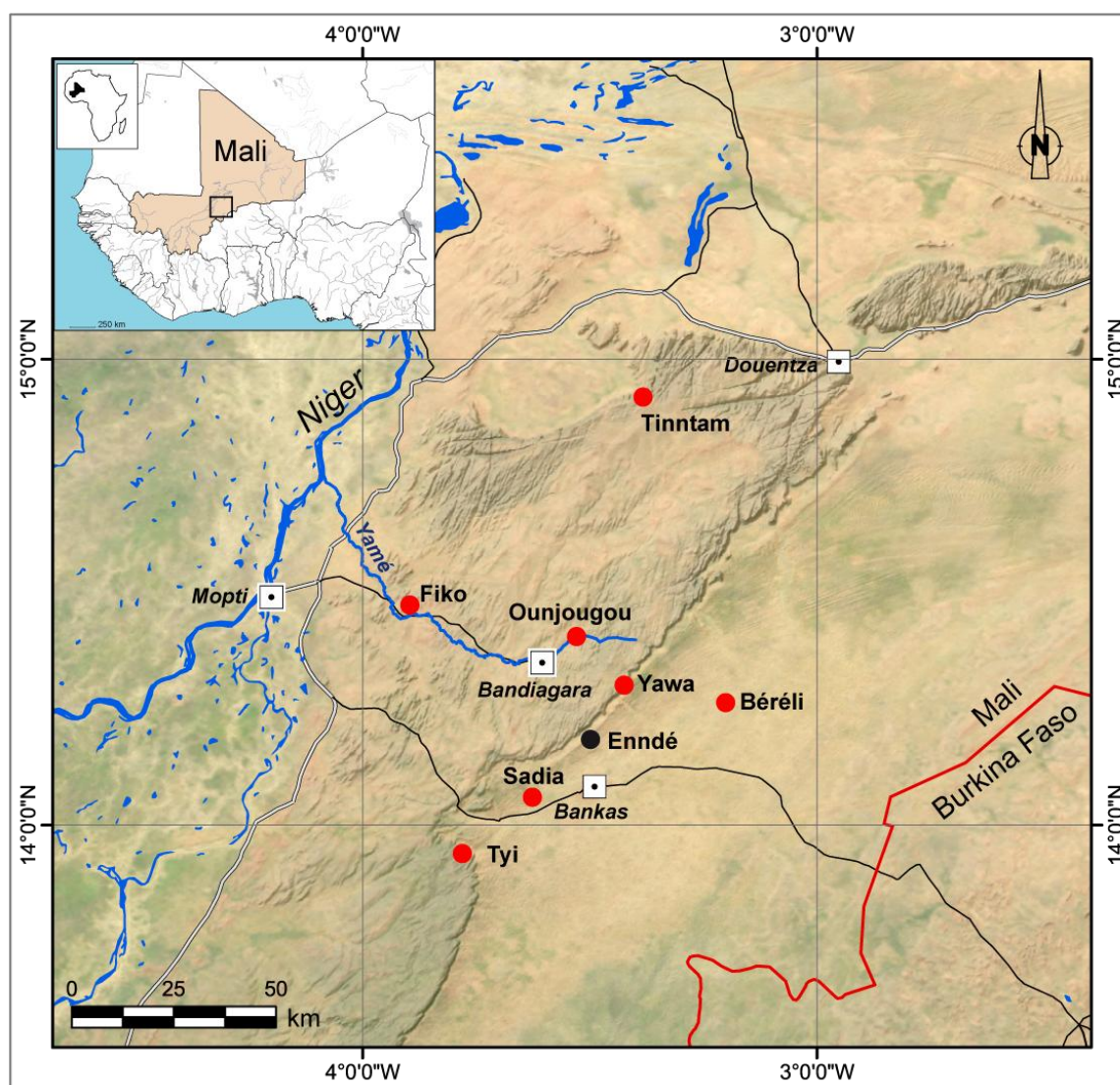
Le programme « Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest » a été créé par Eric Huysecom en 1997 suite à la découverte du gisement d'Ounjougou, sur le plateau Dogon (Huysecom, 1996, 2002, 2005). Ce programme de recherche a pour objectif d'étudier l'histoire des interactions entre populations humaines et variations climatiques et environnementales, du Pléistocène à nos jours. Face à ces objectifs, il a été nécessaire de conduire une approche interdisciplinaire au sein du programme. Depuis le début du projet, des recherches dans les domaines de l'archéologie, la paléométallurgie, la géomorphologie, la sédimentologie, l'archéobotanique, l'ethnohistoire, l'ethnoarchéologie, l'ethnologie et la linguistique ont ainsi été menées. Actuellement, des chercheurs et étudiants rattachés à 14 institutions² issues de quatre pays (Suisse, Mali, France, Allemagne) travaillent en partenariat étroit aussi bien sur le terrain qu'en laboratoire. Enfin, depuis quelques années, le cadre local d'Ounjougou qui avait initialement motivé la création de ce projet est largement dépassé puisque les recherches couvrent aujourd'hui l'ensemble de la région. Quatre secteurs ont fait l'objet de recherches poussées au sein du programme « Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest » : l'est du plateau avec le complexe de sites d'Ounjougou, l'ouest du plateau avec les fouilles métallurgiques dans la région de Fiko, les sites de la falaise et enfin ceux de la plaine du Sénon avec notamment Sadia et Béréli (Fig.2.14).

² **Suisse** : Département d'anthropologie de l'Université de Genève ; Département de Géosciences de l'Université de Fribourg.

Mali : Institut des Sciences Humaines de Bamako ; Département d'histoire et d'archéologie de l'Université de Bamako ; Mission culturelle de Bandiagara.

France : Laboratoire LETG-Caen Géophen, UMR CNRS 6554, Université de Caen Basse-Normandie ; Laboratoire ArScAn CNRS-UMR 7041 de l'Université Paris X-Nanterre ; Laboratoire LETG-Angers LEESA, UMR CNRS 6554 et ESO-Angers, UMR CNRS 6590 de l'Université d'Angers ; Département de géographie de l'Université de Rouen, Laboratoire IRAMAT-CRP2A, CNRS, Université de Bordeaux ; Laboratoire TRACES UMR 5608, Université de Toulouse 2 le Mirail ; Laboratoire PRODIG, Université Paris1 Panthéon Sorbonne.

Allemagne : Seminar für Vor-und Frühgeschichte, Archäologie und Archäobotanik Afrikas, Johann-Wolfgang-Goethe Universität, Francfort sur le Main.



*Figure 2.14 : Localisation des principaux sites étudiés dans le cadre du programme
« Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest » (d'après S.Ozainne, modifié)*

2.3.2.2. Le gisement d'Ounjougou : un secteur de référence

Le gisement d'Ounjougou est localisé sur le plateau gréseux de Bandiagara, de long de la vallée du Yamé, à l'amont de son bassin versant, à une quinzaine de kilomètres au nord-est de la ville de Bandiagara (Fig.2.14). Ce gisement est composé de plusieurs sites de dimensions et de natures très diverses, répartis dans une zone d'environ 10 km² autour de la confluence du Yamé avec 3 affluents : Le Boumbangou, le Ménié-Ménié et le Ravin sud. La richesse archéologique du secteur d'Ounjougou est pour la première fois soulevée en 1988 lorsqu'un géologue Marcel Burri ramène à l'Université de Genève, des vestiges qu'il a recueillis, lors d'un voyage, en bordure de la piste Bandiagara-Sanga. Ces trouvailles qui concernent une hache polie, une armature de flèche en grès et quelques éclats lithiques ont motivé E. Huysecom à effectuer une série de prospections durant l'hiver 1993-1994. La découverte de nombreux vestiges indiquant des occupations remontant au moins jusqu'au Paléolithique moyen est rapidement établie. L'ensemble des sites répertoriés dans la zone prospectée reçoit alors l'appellation de "Gisement d'Ounjougou", d'après le nom du lieu-dit où les premiers prélèvements ont été effectués (Huysecom, 1996).

On doit au changement de trajectoire du Yamé, survenue lors d'une crue importante en 1936 (cf : 2.1.3), l'incision importante dans les formations quaternaires et donc la mise au jour de sa richesse

archéologique (Huysecom, 1996, 2002). Cette incision verticale s'est traduite par l'érosion d'une tranche de plus de 10 mètres d'épaisseur et a engendré de spectaculaires ravinements visibles encore aujourd'hui de part et d'autre de la confluence (Fig.2.15).



Figure 2.15 : Vue aérienne du site d'Ounjougou. Photo : D.Gladsteen

Les archives sédimentaires, facilement accessibles par la réalisation de coupes naturelles se sont révélées exceptionnellement riches tant en informations archéologiques que paléoenvironnementales. La séquence stratigraphique du site d'Ounjougou a dévoilé une diversité du matériel archéologique attribuable à une large fourchette chronologique couvrant la période du Paléolithique ancien à nos jours. Même si l'objectif principal était de mener une étude archéologique du gisement d'Ounjougou, les premières prospections ont rapidement révélé le potentiel d'une étude paléoenvironnementale. En effet, la richesse et la très bonne conservation des restes végétaux (pollens, phytolithes, graines, feuilles et bois fossiles) ont encouragé l'intégration d'un volet paléoenvironnemental au projet. Ainsi, le secteur d'Ounjougou représente un site de référence en Afrique de l'Ouest dans l'étude des relations Homme-environnement depuis le Paléolithique jusqu'à aujourd'hui. Les vestiges archéologiques ont été découverts dans des sédiments de natures différentes tels que les dépôts alluviaux pour les vestiges de l'Holocène ancien à la Mouche ou bien dans les colluvions pour les vestiges du Néolithique au site du Promontoire. Enfin, des fouilles ont eu lieu aussi dans des sites fermés tel que l'abri sous roche rituel de Dangandouloun datant du 7^e au 13^e siècle ap. J-C. Ce secteur, à la base de notre recherche, sera plus amplement décrit intérieurement. Pour les recherches paléohydrologiques et paléoenvironnementales, qui font l'objet en partie du présent travail, seules les données archéobotaniques issues des études palynologiques et anthracologiques seront présentées.

2.3.2.3. Changement d'échelle : l'extension des recherches au Pays dogon

À partir de 2004, les recherches archéologiques du projet se sont progressivement étendues à une échelle régionale : celle du Pays dogon. Trois environnements distincts ont été étudiés : l'ouest du plateau gréseux, la zone de la falaise et dernièrement, la plaine du Séno. Cette nouvelle orientation géographique avait pour objectif d'appréhender les mécanismes de peuplement pour ces différents secteurs et de voir s'ils avaient connu des schémas de peuplement différents et s'ils avaient fonctionné en complémentarité (Ozainne, 2013).

a. L'ouest du plateau

Le Pays dogon possède un patrimoine remarquable par le nombre et la variété de ses vestiges sidérurgiques, constituant un contexte favorable pour analyser la formation des castes de forgerons et l'organisation de l'industrie du fer. Cela s'explique notamment par la présence de cuirasse latéritique, qui s'est formée au cours de l'Eocène (Tertiaire). Cette croûte a été en majeure partie démantelée par l'érosion, mais il en subsiste des lambeaux dispersés. Certains niveaux de cette latérite sont riches en oxydes et en hydroxydes de fer et ont été exploités comme minerai. Dans la moyenne vallée, aux alentours du village de Fiko (Fig.2.14), là où la cuirasse latéritique est la plus importante, plusieurs sites de réduction du fer ont été observés et étudiés. Ces vestiges sont caractérisés par de très grands amas de scories, souvent organisés en buttes circulaires ou elliptiques creusés en leur centre d'un cratère occupé par deux fourneaux de très grande taille (Huysecom *et al.*, 2009a) (Fig.2.16). Cette étude a consisté à étudier l'évolution de la sidérurgie en Pays dogon, depuis ses origines jusqu'à nos jours. Un des objectifs principaux a été de cerner le moment où l'organisation et la capacité de production de l'industrie va permettre la généralisation de l'utilisation de l'outillage agricole et de l'armement en fer (Robion-Brunner, 2010). Pour répondre à ces objectifs, une démarche pluridisciplinaire a été mise en place. L'étude ethnographique a permis d'appréhender les aspects historiques, sociaux et économiques relatifs à la production du fer dans la région alors que l'étude archéologique avait pour objectif de recenser, décrire et comprendre les vestiges matériels de la sidérurgie (Robion-Brunner, 2010). Parallèlement, une étude anthracologique a permis de livrer de précieux renseignements sur le couvert végétal et le mode d'exploitation des ressources boisées (Eichhorn, sous presse). Les dates radiocarbone effectuées sur les sites de la moyenne vallée indiquent que cette activité était pratiquée au moins dès le 11^e siècle de notre ère, c'est-à-dire avant l'arrivée au 13^e siècle des Dogons. Cependant, aucune étude paléoenvironnementale n'avait été menée à l'ouest du plateau.



Figure 2.16 : Vestiges métallurgiques sur le plateau.

(A) Le grand champ de mines de Galli Goni Scholli dans les latérites du plateau dogon ; (B) Grand amas de scories témoignant d'innombrables opérations de réduction sur le site de Tinntam ; (C) Le site de réduction de Kakoli.

b. La zone de la Falaise de Bandiagara

Les sédiments situés à la base de la Falaise sont aussi riches en fer et ont été au cours du 2^e millénaire de notre ère, exploités par des puits de mine. Les sites de réduction d'Enndé, Tyi ont été étudiés par les

paléométallurgistes du programme (Serneels *et al.*, 2006). Concernant les autres recherches archéologiques et ethnoarchéologiques, une série de prospections a été menée dès 2002 dans la zone de la falaise, dans les environs du village de Yawa (Huysecom *et al.*, 2008). Le matériel archéologique découvert dans cette zone de transition entre le plateau et la plaine du Séno, est riche et représentatif de différentes périodes chronoculturelles (Huysecom *et al.*, 2007). La période du Pléistocène est très bien conservée dans le secteur de Yawa en raison des conditions géomorphologiques de plus grande accumulation éolienne et de moindre érosion régressive récente (Rasse *et al.*, 2012). Le matériel lithique retrouvé dans ces sédiments indique une similitude avec les observations faites à Ounjougou. De même, près de Yawa, des indices d'occupation néolithique ont été découverts dans des grottes mais aussi au pied de la falaise, dans les vallons suspendus (Huysecom *et al.*, 2007). Les caractéristiques des vestiges de céramique et d'industrie lithique prélevés sur les sites des dunes ont suggéré des occupations du 3^e et 2^e millénaire av. J-C. Enfin, la falaise fut aussi une zone très étudiée par Anne Mayor concernant les vestiges de la période pré-dogon et dogon. Les sites de Dorou-Boro et Songona, situés près de Yawa et du village abandonné de Tyi ont fait l'objet ces dernières années de fouilles archéologiques (Huysecom *et al.*, 2007, 2008, 2009a).



Figure 2.17 : Secteurs d'études de la zone de la falaise.

(A) Description stratigraphique des enregistrements sédimentaires de Songona 1 ; (B) Fouille à Sagabomo 1, près de Yawa ; (C) Vue de la fouille de Tyi.

Cependant, les données archéologiques et environnementales pour la zone de la falaise sont assez pauvres en comparaison avec le plateau et notamment la vallée du Yamé à Ounjougou. Cela s'explique en grande part par la forte représentation des sites en contexte d'abris sous-roche qui sont faiblement concernés par une accumulation de sédiments et donc par un enfouissement des vestiges. De plus, les abris ont été, en majorité, occupés à chaque phase de peuplement et la plupart d'entre eux sont encore aujourd'hui utilisés (Ozainne, 2013).

c. La plaine du Séno

La plaine du Séno a fait l'objet ces dernières années de recherches ethnoarchéologiques, archéologiques et paléoenvironnementales importantes (Fig 2.14). Depuis 2004, Néma Guindo, archéologue à l'Université de Bamako, s'est intéressée à l'histoire du peuplement dogon de la plaine Séno-Gondo et a prospecté l'ensemble de cette zone. Elle a notamment effectué des fouilles sur les tells de Damassogou, Nin-Bèrè, et Ambéré-Dougou, qui se situent autour de Béréli (Huysecom *et al.*, 2006, 2007 ; Guindo, 2006) (Fig.2.14). Les phases d'occupation de ces trois tells correspondent à une période allant du 2^e au 14^e siècle. Les missions de prospections de l'année 2003-2004 effectuées par N. Guindo furent à l'origine de la découverte d'un site dont le matériel archéologique fut attribué à la période du Néolithique. Un peu plus tard, en novembre 2008, S. Ozainne a conduit une opération de fouilles qui permit de découvrir un mobilier archéologique riche et distinct. En effet, le matériel récolté se démarquait par la présence de perles en quartz évoquant celles de certains sites néolithiques du Sahara mais aussi par une céramique fine décorée au peigne fileté, inconnue dans les ensembles néolithiques du gisement d'Ounjougou (Ozainne, 2013).

Enfin, depuis 2009, presque l'ensemble de l'équipe du programme « Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest » s'est concentré sur l'étude du site de Sadia. Il est situé non loin de la falaise dans la plaine du Séno et constitue un habitat de type « tell », composé de cinq buttes anthropiques qui se distinguent clairement dans le paysage (Fig.2.18). Elles couvrent pour l'ensemble près de 2 hectares (Huysecom *et al.*, 2010). Lors des prospections en 2008, deux buttes de 90 m de diamètre ont été évaluées à 4 m de hauteur anthropique, les trois autres étant moins considérables. Les fouilles ont été menées sur ces deux buttes durant les missions 2009-2010 et 2010-2011. Selon les premières conclusions, l'occupation du tell de Sadia aurait duré 500 ans, du 8^e au 13^e siècle. Enfin, une étude paléoenvironnementale a été menée dans les archives sédimentaires du Guringin, un cours d'eau qui borde le site de Sadia. Cependant, les archives sédimentaires composées principalement de sables rendent difficile la mise en place d'une chronologie relative et absolue (Huysecom *et al.*, 2010).



Figure 2.18 : Fouilles réalisées dans la plaine du Séno.

(A) Site de Nim-Béré 3 ; (B) La tell de Sadia (Butte 1) ; (C) Fouille dans la butte 1 du tell de Sadia.

2.3.3. Etat de l'art : les connaissances sur les dynamiques de peuplement humain et de l'environnement au cours de l'Holocène sur le plateau dogon

Depuis le commencement du programme en 1997, un schéma général de la séquence chrono-culturelle et environnementale d'Ounjougou a pu être proposé (Huysecom *et al.*, 2009a). Il correspond à quatre périodes principales : l'**Holocène Ancien** (ante 11350-8760 cal. BP ; 10000-7000 BC), **Moyen** (8760-5320 cal. BP ; 7000-3500 BC), **Récent** (5320-2400 cal. BP ; 3500- 500 BC) et **Terminal** (2400-0 cal. BP ; 500 BC-2000 AD) (Fig.2.19). Il retrace les grandes lignes de l'histoire du peuplement de cette région depuis le début de l'Holocène, il y a 12000 ans.

2.3.3.1. L'Holocène ancien : le début du Néolithique ?

Le début de l'Holocène marque la fin de l'épisode aride Ogolien qui s'est abattu sur l'Afrique de l'Ouest il y a environ 23000 ans. Cet épisode se traduit à Ounjougou et pour l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest par un hiatus sédimentaire et archéologique important (Rasse *et al.*, 2006). La transition glaciaire-interglaciaire reconnue en Europe se manifeste en domaine intertropical par une réactivation de la mousson et un retour vers des conditions humides (Lézine *et al.*, 2005 ; deMenocal, 2000). À Ounjougou, cette transition se traduit par l'enregistrement de formations détritiques grossières qui suggèrent une réactivation du Yamé avant 11350 cal. BP (9500 BC) (Lespez *et al.*, 2008, 2011). Une étude multi-proxies (phytolithes, pollens et anthracologie) des sédiments de l'Holocène ancien a été menée par les paléoenvironnementalistes du programme (Neumann *et al.*, 2009, Eichhorn et Neumann, sous presse). Elle suggère une végétation

ouverte dominée par les graminées sur les interfluves alors que les arbres se limitent à la forêt galerie aux alentours de 11350 cal. BP. En revanche, à la fin de cette période (10000-9000 cal. BP ; 8000-7000 BC), les indicateurs végétaux témoignent d'une végétation plus diversifiée de type savane soudanienne sur les interfluves et marquée par des éléments soudano-guinéens dans le fond de vallée (Eichhorn et Neumann, sous presse). Le retour des conditions climatiques humides du début de l'Holocène coïncide avec des observations de vestiges anthropiques à Ounjougou. L'augmentation des précipitations qui permet une recolonisation du couvert végétal, dès le début du 12^e millénaire BP, incite les populations à migrer et à repeupler de nouveau le plateau de Bandiagara. À Ounjougou, plusieurs sites ont permis d'identifier deux phases d'occupation calées chronologiquement entre 12000-9000 BP (10000 et 7000 cal. BC). En plus de la découverte d'une industrie lithique, plusieurs tessons de céramique ont été retrouvés dans les archives sédimentaires de cette période (Huysecom *et al.*, 2004b, 2009b). L'apparition de la céramique à Ounjougou, datée avant la seconde moitié du 12^e millénaire BP, est extrêmement précoce en comparaison avec le reste du continent. En effet, c'est un des plus anciens vestiges actuellement connus en Afrique subsaharienne (Huysecom *et al.*, 2009b). L'industrie lithique associée contient notamment plusieurs types de pointes bifaciales, fusiformes aux dimensions adaptées à la chasse de petit gibier (Ozainne, 2013). Cette période est caractéristique d'un développement d'une forme d'économie proto-agricole qui consiste en une stratégie de collectes sélectives intensives de graminées (Huysecom, 2006, 2007 ; Huysecom *et al.*, 2009b ; Neumann *et al.*, 2009). La présence de la céramique dans ces archives sédimentaires pose la question de la néolithisation pour cette période. En Europe et au Proche-Orient, le terme «Néolithique» désigne des sociétés sédentaires dont l'économie est basée sur un système de production des biens vivriers. Elle doit être accompagnée par la domestication animale, l'agriculture et la fabrication de la céramique. Dans le cas d'Ounjougou, la céramique est bien produite pour cette période mais il est certain que l'agriculture ainsi que l'élevage ne sont pas encore développés au cours du 10^e millénaire av. J-C. Pour autant, refuser la néolithisation aux sociétés subsahariennes est problématique. Selon Huysecom *et al.* (2006), ces sociétés pratiquent le mode de vie néolithique, mais sur la base de graminées sauvages. Elles ont développé la poterie et peuvent donc être considérées comme néolithiques pourvu que l'on accepte d'appliquer une définition moins rationnelle de ce processus.

2.3.3.2. L'Holocène moyen

Le début de l'Holocène moyen est marqué par un important hiatus sédimentaire et archéologique de près de deux millénaires entre 8800 et 7400 cal. BP (6800-5650 BC) ce qui indique un retour vers une période aride (Fig.2.18). Les dépôts alluviaux de la période suivante témoignent au contraire d'une abondance hydrologique avec un fond de vallée qui ne connaît pas de dessèchement notable. Les analyses anthracologiques conduites pour ces dépôts suggèrent notamment le développement d'une forêt galerie dense à affinité soudano-guinéenne. Les charbons de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica*, un bambou aujourd'hui absent de la zone soudano-sahélienne, y sont particulièrement abondants. On observe une nouvelle occupation de la vallée du Yamé entre le 8^e et le 6^e millénaire BP (6^e-4^e mill. BC) avec la découverte d'un atelier de taille spécialisé dans le façonnage bifacial de pointes en grès quartzitique sur le site du Promontoire (Kouti et Huysecom, 2007). En comparaison avec l'échelle régionale, cette industrie bifaciale indique des ressemblances avec celles de la vallée du Tilemsi, du faciès de Windé Koroji mais aussi du sud-ouest du Niger et de la culture Kintampo au Ghana. Cependant, la corrélation chronologique avec ces sites ouest-africains n'est pas probante puisque les dates obtenues pour les autres sites où ces mêmes types de pointes à retouches bifaciales ont été observés sont plus récentes (7^e-6^e mill. BP ; 5^e-4^e mill. BC) qu'à Ounjougou. De plus, leur nombre restreint rend délicate toute interprétation en termes de migrations

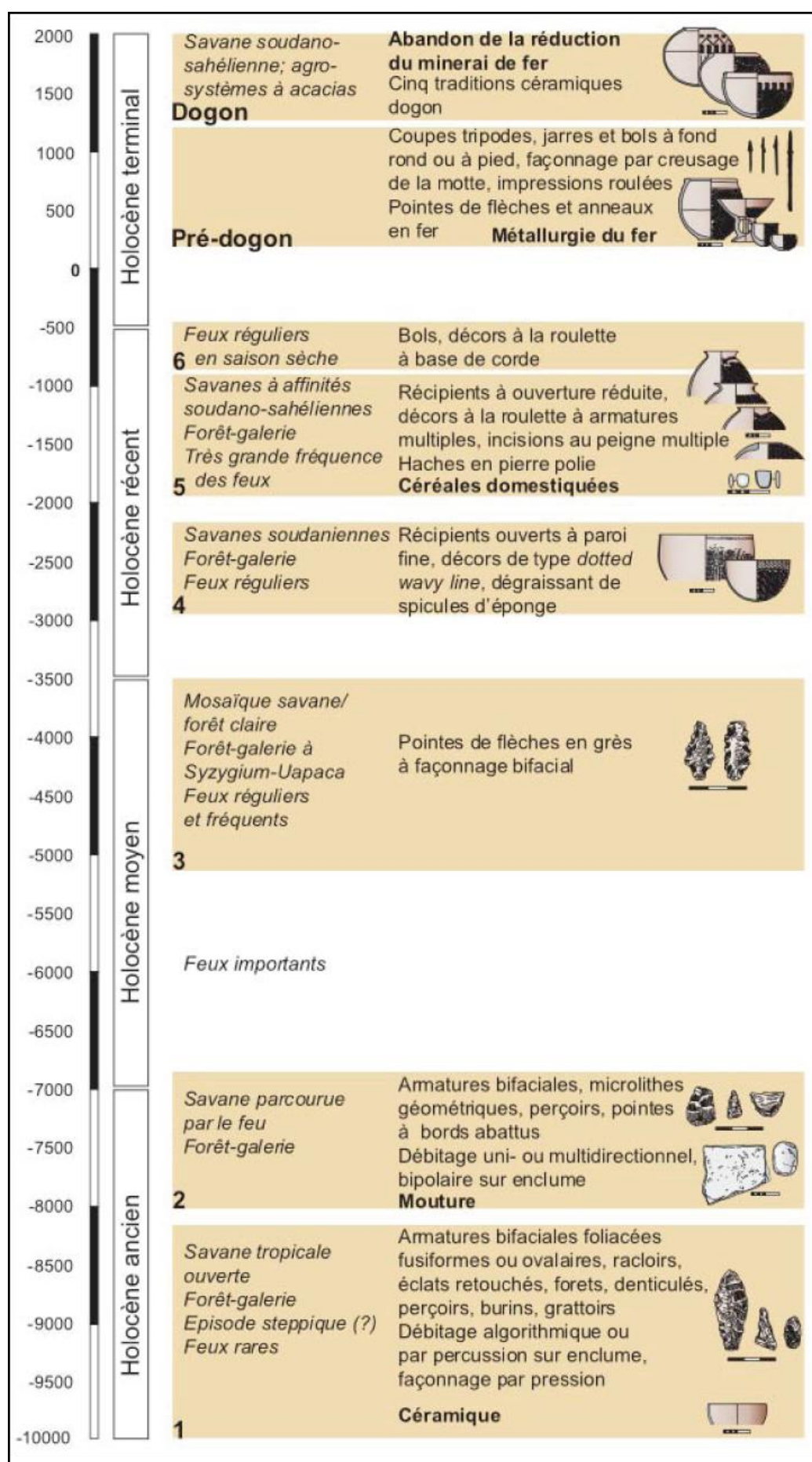


Figure 2.19 : Séquence chrono-culturelle et environnementale générale de l'Holocène d'Ounjougou, état en 2008. Source : Ozainne et al., 2009b.

de peuplement (Kouti, 2005 ; Kouti et Huysecom, 2007). Enfin, des vestiges lithiques ont été découverts au site de l'Abri aux vaches, à Yawa, sur la falaise, et datés autour de 6000 ans BP (4000 BC) (Huysecom *et al.*, 2009b ; Tribolo *et al.*, 2010). Cependant, la nature émousée des éléments lithiques suggère une position secondaire du mobilier archéologique.

2.3.3.3. L'Holocène récent : influx culturels sahariens et premiers cultivateurs

La sédimentation du début de l'Holocène Récent à Ounjougou est semblable à celle de l'Holocène moyen (Lespez *et al.*, 2008, 2011). Cependant, la deuxième phase comprise entre 3700 et 2400 BP (1770-400 BC) diffère totalement. Caractérisée par une sédimentation rythmée, elle indique une nouvelle métamorphose du système fluvial qui est le résultat d'une augmentation de la durée et/ou de l'intensité de la saison sèche (Lespez *et al.*, 2008). Les analyses palynologiques et anthracologiques vont aussi dans ce sens puisqu'ils témoignent d'une ouverture des paysages (Le Drézen, 2008 ; Eichhorn et Neumann, sous presse). Le début de l'Holocène récent est caractérisé par l'apparition de taxons à affinités plus soudanaises telles que *Daniellia oliverii*, *Bombax costatu*, *Ceiba pentandra* et *Entada africana*. De même, ces espèces témoignent de conditions environnementales différentes de l'Holocène moyen puisque certaines caractérisent une résistance au feu telles que *Bombax costatum*, *Lophira lanceolata* et *Parinari curatellifolia* (Ballouche et Dolidon 2005). Les charbons et micro-charbons sont particulièrement abondants dans les dépôts alluviaux pour cette période. Cette deuxième phase de l'Holocène récent est marquée par une augmentation des charbons de *Daniellia oliverii*, qui est aujourd'hui une espèce principale des parcs arborés mais elle est aussi une espèce caractéristique des jachères (Neumann *et al.*, 2004). Des taxons soudano-sahéliens apparaissent aussi pour la première fois ou augmentent fortement. C'est le cas de *Guiera senegalensis*, *Bauhinia* ou *Combretum micranthum* qui sont des arbustes (Eichhorn et Neumann, sous presse). Enfin, les espèces soudano-guinéennes disparaissent dans les charbons de bois.

C'est le cas de *Uapaca togoensis* à la fin du premier millénaire avant notre ère puis ensuite de *Lophira lanceolata* au début. Les grandes quantités des micro-charbons ainsi que leur distribution dans les lamines démontrent une fréquence annuelle des feux de brousse d'origine anthropique, qui surviennent au début et à la fin de la saison sèche (Le Drézen, 2008). Ainsi, les analyses géomorphologiques et paléoenvironnementales des dépôts de l'Holocène récent témoignent d'une aridification croissante et d'une anthropisation progressive des paysages végétaux.

Concernant les vestiges archéologiques, des tessons de céramique datant du **5^e millénaire BP** (3^e mill. BC) ont été découverts majoritairement dans les archives sédimentaires du site du Hibou à Ounjougou. La céramique est peu abondante mais elle présente des caractéristiques typologiques originales. On observe une forte proportion de spicules d'éponges dans la pâte mais ce qui est le plus intéressant est la présence de récipients très ouverts à large diamètre dont la panse présente des décors couvrants d'impressions roulées, associés dans un cas à une impression pivotante de type « *Dotted wavy line* » sous le bord. Ce type de céramique indique clairement une ascendance saharienne (Ozainne *et al.*, 2009b). En effet, pour la même période, ces mêmes types de céramique avec des formes hémisphériques et les décors de type « *Dotted wavy line* » ont été observés dans la vallée de Tilemsi, située au nord du Mali dans la zone saharienne (Smith, 1974). Pour une période un peu plus récente (entre la fin du 5^e et la fin du 4^e mill. BP ; 3^e-2^e mill. BC), on les retrouve sur les pourtours du Delta intérieur du Niger : dans le sud-ouest du Gourma, près de Douentza (MacDonald, 1996) ainsi que dans le Méma, à Kobadi (Gallin, 2001 ; Raimbault, 1996 ; Raimbault et Commelin, 2001). Au cours du 5^e mill. BP (3^e mill. BC), l'aridité croissante et le manque de points d'eau et de pâturages ont forcé les pasteurs sahariens à migrer vers le sud dans la zone sahélienne (Breunig et Neumann, 2002 ; Hassan, 2002 ; Kuper et Kröpelin, 2006). La présence de poteries à affinité saharienne

suggère que la région d'Ounjougou se trouvait sur la trajectoire d'un ou plusieurs axes de mouvements nord-sud de ces pasteurs apportant avec eux de nouvelles techniques et connaissances.

Dès le début du 4^e millénaire BP (2^e mill. BC), un contexte économique et culturel différent se met en place dans la vallée du Yamé avec l'affirmation de la pratique de l'agriculture à partir de 3 930-3 441 cal. BP (2 016-1 456 cal. BC), grâce à la découverte de graines de mil (*Pennisetum glaucum*) dans les sédiments alluviaux (Ozainne *et al.*, 2009a ; Eichhorn et Neumann, sous presse). Cette période bien documentée à Ounjougou, est aussi significative d'un changement de la tradition céramique et d'une augmentation des vestiges d'habitat (Ozainne, 2006 ; Ozainne, 2013). En effet, la céramique est caractérisée par des récipients à ouverture réduite et des décors d'impressions roulées serrées, majoritairement obtenus à l'aide de roulettes à armatures multiples. Plusieurs structures d'habitat ont été découvertes dans les niveaux les plus profonds du site des Varves et auraient donc été bâties au plus tard vers 3 700 BP (1 700 BC). Ces structures en pierre correspondent à des vestiges d'établissements saisonniers. Entre 3 300 et 2 800 BP (1300-800 BC), des villages et des hameaux de cultures, d'une architecture légère, se développent aux abords du Yamé (Ozainne, 2006). Le site a ainsi pu être occupé seulement lors des saisons de cultures et aménagé avec des maisons provisoires lors des travaux de champs alors que les villages principaux occupent une position plus en retrait sur les interfluvies gréseuses (Ozainne, 2006). On constate également l'usage de hache et de matériel de broyage et de polissage, autant d'éléments qui confirment le développement d'un mode de vie agro-pastoral (Ozainne, 2005, 2006, Ozainne *et al.*, 2009a et 2009b).

Dans les zones de la falaise et de la plaine, la présence de céramique a été attestée mais de manière sporadique. Des témoins d'une occupation survenue au cours du 4^e millénaire BP ont été découverts au site de l'abri aux vaches, à Yawa. En revanche, dans la première moitié du 3^e millénaire BP, les sites de la falaise de Bandiagara et de la plaine du Séno sont confrontés à la mise en place d'une phase de transition Néolithique-Âge du Fer dont les traditions céramiques reflètent un mélange du substrat de la tradition néolithique du 4^e millénaire BP observée sur le plateau et de nouvelles caractéristiques (Ozainne, 2013).

2.3.3.4. L'Holocène terminal : la période pré-dogon et dogon

Le début de l'Holocène terminal est marqué par un hiatus sédimentaire de près de 1000 ans, entre 2,4 et 1,7 ka. cal. BP (400 BC-300 AD). Les seuls vestiges qui témoignent d'une occupation humaine dans la région pour cette période concernent les premières tombes en colombrins qui ont été érigées entre le 4^e siècle BC et le 1^{er} siècle AD (Huysecom *et al.*, 2008, 2009a). Ensuite, les archives sédimentaires observées à Ounjougou révèlent un système fluvial instable dont le fonctionnement se rapproche de la sédimentation contemporaine avec des phases d'accalmies (1630-1410, 930-610, 450-0 cal. BP ; 300-500, 1000-1250, 1500-1936 cal. AD) et des phases énergiques et morphogènes (1410-930, 610-450 cal. BP ; 500-1000, 1250-1500 cal. AD). Une analyse anthracologique a été menée sur les charbons prélevés dans les résidus métallurgiques du site de Fiko. Ils indiquent une augmentation des arbustes dotés d'une capacité de régénération importante telles que *Guiera senegalensis*, *Pterocarpus luscens* ou encore les espèces de Combretaceae (*Combretum micranthum* et *C. glutinosum*). L'augmentation de ces espèces associées aux sols dégradés est le résultat de facteurs climatiques mais aussi anthropiques (Eichhorn, 2012).

La phase de peuplement pré-dogon commence ainsi sur le plateau durant la deuxième moitié de notre ère, entre le 6^e et le 8^e siècle à Ounjougou (Mayor, 2011). Les fouilles archéologiques menées au gisement d'Ounjougou indiquent la présence d'habitats au site du Promontoire (7^e-13^e siècle) (Huysecom *et al.*, 2000, 2001 ; Mayor, 2005), de Kokolo (12-13^e siècle) (Huysecom *et al.*, 2006, 2007, 2008, 2009a, Keïta et Coulibaly, 2006) et dans l'abri sous roche rituel de Dangandouloun (7^e-12^e siècle) (Mayor, 2003, 2005 ;

Mayor *et al.*, 2005). Dans la zone de la falaise, les vestiges sont aussi nombreux pour cette période notamment les sépultures de Dourou-Boro, au sommet de la falaise (2^e-11^e siècle), le dépôt de matériel domestique à Songona, dans une dune située au pied de la falaise (5^e-11^e siècle). Enfin, dans la plaine, les tells de Sadia ainsi que les sites de Nin-Béré, Damassogou et Ambéré-Dougou ont tous été occupés pendant la période pré-dogon (Guindo, 2006 ; Huysecom *et al.*, 2011). Les assemblages céramiques retrouvés dans l'ensemble de ces sites ainsi que d'autres vestiges archéologiques indiquent une complexité socio-économique et une diversité des groupes au 1^{er} millénaire AD (Mayor *et al.*, 2005). On assiste probablement dans la seconde moitié du 1^{er} millénaire de notre ère, à l'arrivée de groupes maîtrisant la métallurgie du fer ou en tout cas utilisant des objets en fer, comme en témoignent plusieurs sites du plateau et sur la falaise (Serneels *et al.*, 2006 ; Mayor *et al.*, 2003 ; Huysecom *et al.*, 2007). En outre, à Fiko, à l'ouest du plateau, un site de production métallurgique a été daté du 7^e siècle. La production perdurera à Fiko ainsi que pour les autres sites jusqu'au 20^e siècle, où elle sera abandonnée au profit de la ferraille occidentale (Robion-Brunner, 2010). Les caractéristiques techniques et stylistiques de la céramique des sites pré-dogon se démarquent des périodes précédentes avec l'apparition de décors imprimés à l'aide de roulette de fibre plate pliée et de scoubidou cylindrique. Le Pays dogon se situe désormais à l'interface de trois sphères ethnolinguistiques différentes à savoir : Mande, Gur et Songhay, dont les influences varient selon les périodes et les régions (Mayor, 2011). Dès le milieu du 1^{er} millénaire de notre ère, la production de coupes tripodes, retrouvées tout au long du Niger et dans le Yatenga, la production de fer croissante et la découverte dans les fouilles de biens de prestige tel que les perles en pâte de verre du Moyen-Orient à Dourou-Boro, témoignent d'une ouverture du Pays dogon vers l'extérieur.

Selon les vestiges archéologiques et les traditions orales, les Dogons sont arrivés au cours du 13^e siècle. Il apparaît cependant que les populations venues du Mandé se soient installées dans un premier temps dans la zone de la falaise, plus arrosée (Mayor *et al.*, 2005). En effet, la plupart des sites du plateau ont été abandonnés entre la fin du 12^e et la fin du 14^e siècle de notre ère. Cette période coïncide d'une part avec une période aride généralisée et d'autre part, avec l'arrivée probable des premiers groupes dogon à cet endroit (Mayor, 2011). L'histoire du peuplement dogon, principalement documentée par les récits locaux, est très complexe. La tradition orale révèle plusieurs phases de peuplement de divers clans qui se revendiquent aujourd'hui comme appartenant à l'ethnie dogon (Mayor, 2011). La plupart des villages actuels ont été fondés entre le 15^e et le 19^e siècle. Cependant, les délocalisations villageoises ont été nombreuses et sont à mettre en relation avec l'instabilité climatique mais aussi politique. La découverte de points d'eau, l'assèchement des rivières, les famines, les conflits fonciers ou encore les replis vers des zones plus sécurisées suite à des razzias de Peul, Bambara ou de Mossi sont autant de facteurs à prendre en compte dans l'histoire du peuplement dogon (Mayor, 2011 ; Mayor *et al.*, 2005). Il en est de même concernant l'industrie du fer qui se développe de manière inégale sur le plateau de Bandiagara, avec des techniques de production diversifiées. Dans l'ensemble du Pays dogon, six traditions sidérurgiques ont pu être identifiées (Robion-Brunner et Huysecom, 2006 ; Robion-Brunner, 2010). L'approvisionnement des populations locales semble assuré par des producteurs installés dans un périmètre assez proche. Cependant, à l'ouest du plateau, la tradition Fiko représente un district de production d'importance suprarégionale déjà au 14^e siècle. Le surplus est destiné aux royaumes successifs de la région deltaïque, de l'empire du Mali à la Diina peul du Maasina (Ozainne *et al.*, 2009b ; Robion-Brunner, 2010).

Conclusion

Le bassin versant du Yamé d'une superficie d'environ 4 400 km² est original en Afrique de l'Ouest par sa diversité paysagère ce qui lui confère une forte attractivité. En effet, selon les secteurs et les périodes, le

bassin versant du Yamé est sujet à la culture du mil, du riz, la pratique du maraîchage et il représente un des derniers points d'eau permanent lors de la saison sèche pour tous les éleveurs de la zone sahélo-soudanienne.

Les recherches conduites depuis 1997 au Pays dogon par les chercheurs du programme « Peuplement humain et Paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest » ont permis d'établir, à différentes échelles, un scénario de l'histoire du peuplement du Pays dogon depuis les chasseurs-cueilleurs du début de l'Holocène, jusqu'à l'arrivée des Dogons au début du 2^e millénaire de notre ère. Ces données archéologiques et ethnoarchéologiques représentent une source d'informations indispensable dans toute étude paléoenvironnementale. Elles permettent en effet, de mettre en relation les dynamiques de peuplement et de développement des Sociétés en relation avec les variations climatiques et environnementales de la région. En revanche, on observe que les recherches paléoenvironnementales ont été peu développées dans la vallée du Yamé puisque seul le site d'Ounjougou a été étudié. L'objectif de la thèse est donc de palier à ce manque de connaissances sur les dynamiques paléoenvironnementales et sur les pratiques des Sociétés au cours de l'Holocène pour le reste du bassin versant du Yamé.

Chapitre 3

Démarche de recherche : une interdisciplinarité centrée autour de l'étude des archives sédimentaires

Introduction

Le principal objectif de cette étude est de reconstruire l'évolution du système fluvial du Yamé et de son environnement au cours de l'Holocène. Afin d'y répondre, deux approches principales ont été croisées : (1) une approche **géomorphologique** qui nous permet de reconstituer les dynamiques hydro-sédimentaires de la vallée du Yamé et (2) une approche **biogéographique**, qui, au travers de l'analyse des phytolithes contenus dans les dépôts, a pour objectif de reconstruire la végétation holocène du bassin versant et les transformations qu'elle a subies. Ces deux approches ont un objet d'étude commun : les archives sédimentaires. Alors que l'approche géomorphologique s'attache à définir la nature sédimentologique des dépôts et les modalités de leur mise en place (processus de transport et de dépôt), l'approche biogéographique s'intéresse aux phytolithes contenus dans les différents dépôts sédimentaires et à leur interprétation en termes de dynamiques végétales sur le temps long. Cependant, si chaque méthode se préoccupe des problématiques propres à sa discipline, comme par exemple les problèmes de détermination des phytolithes en biogéographie, les résultats sont systématiquement inter-corrélés. L'utilisation en complémentarité de ces deux approches est novatrice et permet ainsi un développement méthodologique nouveau avec une empreinte géographique marquée.

Ainsi, l'approche géomorphologique a pour objectif méthodologique de préciser le mode de transport et de dépôts des sédiments ce qui permet ensuite de définir l'origine des phytolithes contenus dans ces derniers. En effet, la problématique principale qui apparaît lorsque l'on travaille sur des indicateurs enregistrés dans des archives sédimentaires alluviales est celle de la taphonomie. ***D'où viennent ces restes de végétaux ? De quels types de végétation et d'environnement sont-ils représentatifs ?*** La complémentarité de ces deux approches permet de caractériser l'échelle spatiale de la végétation représentée par les assemblages phytolithiques enregistrés dans les sédiments. L'étude de la taphonomie à la fois des sédiments et des indicateurs biologiques qu'ils contiennent est un des objectifs principaux de cette thèse. Elle est la clé nécessaire pour reconstruire, le plus précisément possible, l'évolution de la végétation au travers des phytolithes. Cela nous permet de mieux appréhender les changements des conditions environnementales au sein du bassin versant et de caractériser la part du signal climatique et anthropique dans l'évolution de ces dynamiques environnementales. Ainsi, la confrontation des données produites par ces deux approches devrait nous apporter des éléments de réponses à la deuxième question de notre

problématique : **quelles sont les variables de contrôle responsables des transformations du système fluvial ?**

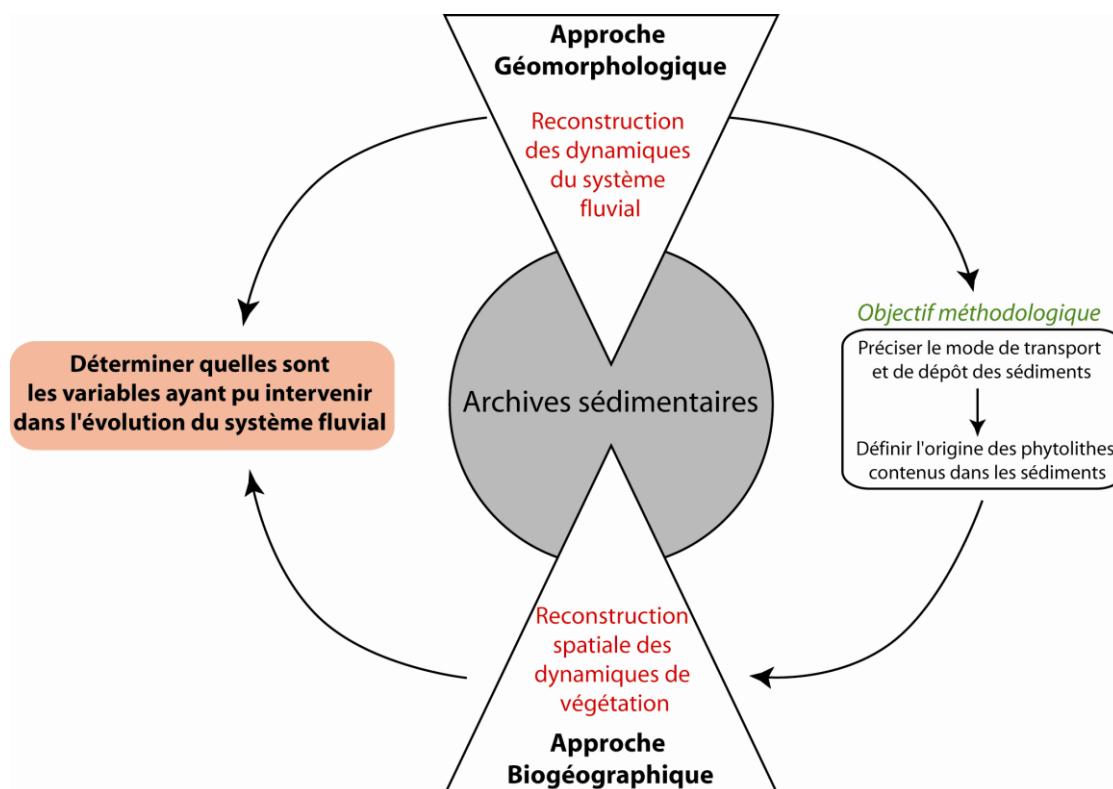


Figure 3.1 : Développement méthodologique de la thèse

Dans un premier temps, nous présenterons la démarche géomorphologique avec une présentation du travail de terrain effectué et des méthodes de laboratoire choisies afin de reconstruire les dynamiques hydrosédimentaires holocènes. Nous traiterons ensuite de la démarche biogéographique avec en premier lieu, une présentation approfondie des phytolithes qui permettra de comprendre l'intérêt qu'ils représentent dans cette étude. Par la suite, nous exposerons les différents morphotypes observés dans notre étude ainsi que leur valeur taxonomique. Pour finir, nous détaillerons les différentes méthodes utilisées aujourd'hui dans l'étude des phytolithes et celles choisies selon nos objectifs.

3.1. La sédimentologie des dépôts comme outil d'interprétation des dynamiques hydro-sédimentaires

Les formes et les sédiments de la plaine et des terrasses alluviales sont étudiés avec les méthodes classiques de la géomorphologie, combinant à la fois des observations de terrain et des travaux en laboratoire. Au cours de la thèse, 5 missions de terrains ont été réalisées, soit un total de 13 semaines passées dans la vallée du Yamé. Cette démarche de terrain s'appuie sur trois étapes. Dans un premier temps, une observation systématique des formes et des formations superficielles a été conduite à l'échelle du bassin versant. Dans un deuxième temps, des investigations ont été réalisées afin de décrire l'architecture du remplissage sédimentaire à l'échelle du tronçon. Enfin, un échantillonnage systématique des formations superficielles a été opéré en vue d'investigations détaillées en laboratoire.

3.1.1. Reconnaissance des formes et des formations superficielles à l'échelle du bassin versant

La prospection géomorphologique débute au préalable avec l'étude de la bibliographie et des images aériennes disponibles. L'étude de S. Daveau (1959) malgré son ancienneté reste l'ouvrage de référence sur la région même si de nombreux travaux géomorphologiques plus récents ont été menés à l'amont de la vallée dans le secteur d'Ounjougou. En effet, ce tronçon représente la partie de la vallée la mieux connue puisque, pendant 10 ans (1997-2007), les recherches du programme "Peuplement humain et Paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest" s'y sont concentrées. Les résultats de ces investigations ont été publiés dans de nombreux articles. M. Rasse y a conduit ses recherches de 2002 à 2006 (Rasse *et al.*, 2004, 2006), A. Christol en 2004 (Christol, 2004), Y. Le Drézen de 2004 à 2008 (Le Drézen, 2008 ; Le Drézen *et al.*, 2010), L. Lespez de 2006 à 2010 (Lespez *et al.*, 2008, 2011) et moi-même à partir de **janvier 2007**, et de mon travail de Master 1 (Garnier, 2007).

Pour le reste de la vallée, quasiment méconnu, un travail de photo-interprétation à partir des photographies aériennes et des images satellites disponibles a été effectué, préalablement à la phase de terrain, afin de repérer les contextes géomorphologiques et les différents styles fluviaux et zones humides associées (voir chapitre 4). Au cours de la thèse, le travail de prospection a débuté dès la première mission en **novembre 2008**. Accompagnée de L. Lespez, M. Rasse, E. Huysecom et Y. Le Drézen, l'objectif de cette première mission a été de prospecter la partie aval du bassin versant, encore méconnue de tous (Fig. 3.2). Ensuite, en **janvier 2009**, accompagné de L. Lespez puis d'A. Ballouche, la prospection des formes et formations superficielles s'est élargie à la partie terminale de la moyenne vallée entre Fiko et Goundaka et les premiers carottages ont été mis en place dans les tronçons validés lors de la mission précédente dans la partie aval (Sampara, Samoloye, Bandiougou et Baïma). Cependant, le reste de la moyenne vallée était totalement inconnu. Des prospections entre Ounjougou et Fiko ont donc été réalisées lors d'une mission en **octobre 2009**, à la fin de la saison des pluies. Cette mission conduite seule a été l'opportunité de parcourir à pied l'ensemble de cette partie de la vallée (environ 50 km) et de réaliser de nombreuses coupes (35) afin de comprendre l'organisation des formes actuelles et héritées. Elle a permis de mettre en évidence notamment la richesse des archives sédimentaires du tronçon de Doucombo et de Bandiagara. Pour le premier, des investigations furent conduites dès la mission suivante en **janvier 2010** avec la collaboration de L. Lespez. En revanche, le second tronçon devait faire l'objet d'études pour une mission planifiée en janvier 2011 qui a dû être annulée en raison de l'instabilité des conditions politiques locales.

À partir de critères géomorphologiques et hydrologiques, des secteurs ont été choisis afin de procéder à la prospection détaillée des archives sédimentaires. Ces secteurs devaient offrir une bonne représentativité de la diversité du bassin versant du Yamé et être dotés de formes héritées visibles (terrasses) et d'un colmatage holocène du fond de vallée discernable à partir des observations du terrain. Pour confirmer ces premières observations, des coupes et des sondages à la tarière ont été effectués afin de définir la profondeur, la nature et la richesse des archives sédimentaires afin de valider les tronçons pré-sélectionnés. Parallèlement, une description précise de la végétation et des styles fluviaux actuels ainsi qu'un échantillonnage des différents milieux de sédimentation ont été conduits afin de caractériser le fonctionnement contemporain du système. D'une manière générale, les formations alluviales de la vallée du Yamé obéissent à la logique commune à tous les cours d'eau : la zonation amont-aval. La zone amont contient peu d'archives alluviales ou alors elles sont jeunes au même titre que la zone de transfert qui, soumise à une énergie forte, est caractérisée par un remaniement important des sédiments. Seules les traversées de barres gréseuses comme à Ounjougou ou dans les convexités des boucles de méandres permettent de piéger les sédiments.

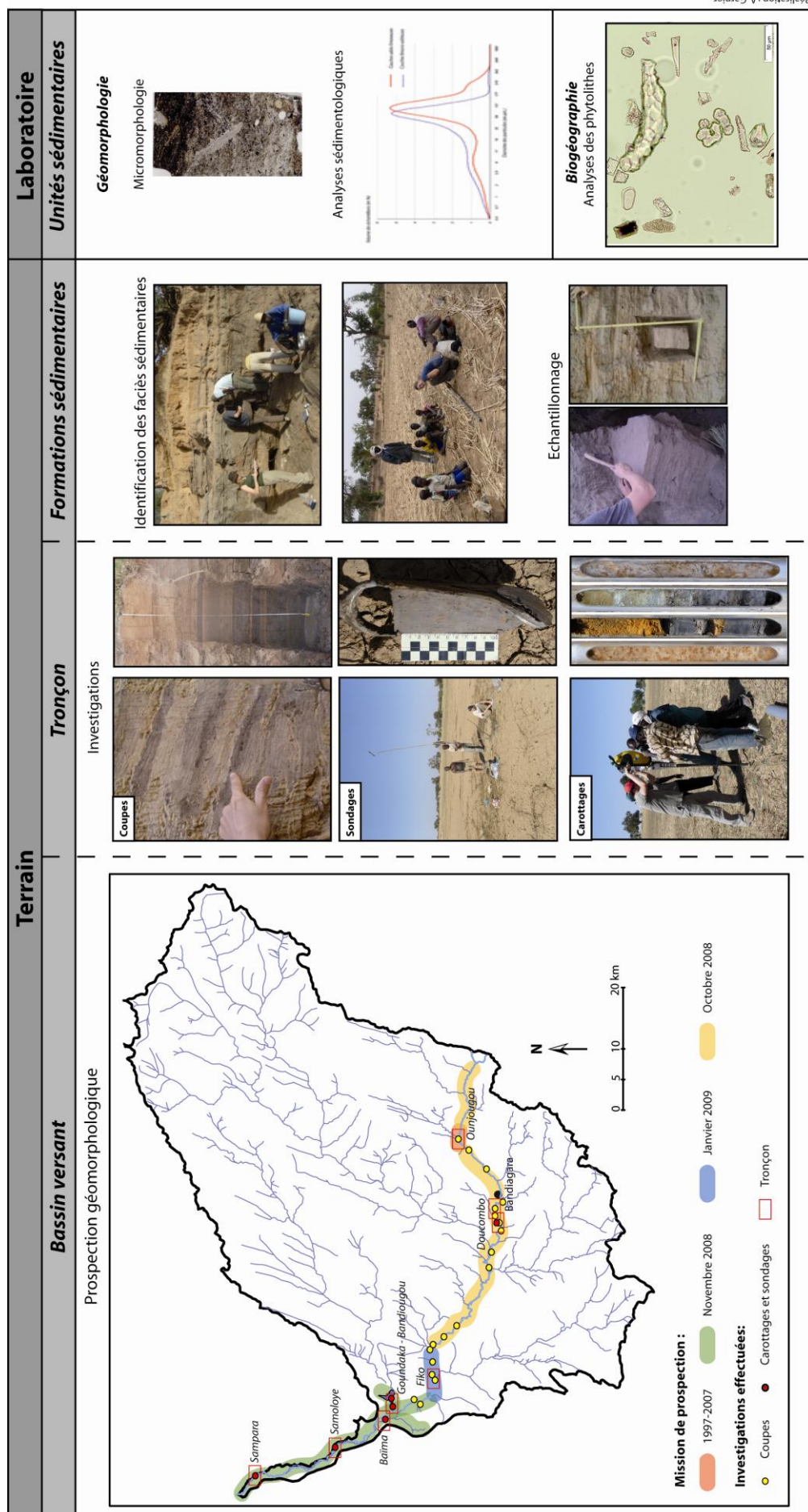


Figure 3.2 : Démarche d'étude des archives sédimentaires

En revanche, à l'aval, l'atténuation de la pente et l'élargissement de la plaine alluviale sont favorables à une atténuation du courant et donc au dépôt des particules provenant des zones amonts.

3.1.2. Identification des faciès sédimentaires et des processus associés

Les enregistrements sédimentaires de fonds de vallées résultent de processus variés qui interviennent à des échelles spatio-temporelles différentes. Toute la difficulté du géomorphologue est donc d'identifier ces formations superficielles et d'en comprendre leur origine afin d'établir les dynamiques et les conditions environnementales dont elles sont corrélatives. Ce travail résulte premièrement d'investigations de terrain qui, au travers de coupes, de sondages et de carottages vont permettre de les repérer et de les identifier. De nombreuses coupes (62), ainsi que des sondages à la tarière pédologique (14) et des carottages au carottier à percussion motorisé (22) ont été réalisés pour chacun des tronçons afin de décrire l'architecture du remplissage alluvial attribuable à l'Holocène. Les observations directes au travers de coupes ont été privilégiées car elles permettent d'avoir une vision globale des corps sédimentaires et de reconstituer avec précision l'architecture du remplissage sédimentaire. La réalisation de coupes présente aussi l'avantage de faciliter l'échantillonnage des sédiments et notamment de prélever des blocs afin d'effectuer de la micromorphologie en laboratoire. Celle-ci n'a été permise que pour le secteur amont et moyen de la vallée où le Yamé est incisé de plusieurs mètres dans les formations superficielles (jusqu'à 12 mètres à Ounjougou). Elles ont été effectuées parallèlement au chenal le long des rebords de terrasses ou des glacis mais aussi le long des affluents ou dans les ravins, ce qui nous permettait d'avoir cette fois-ci une vision latérale du remplissage sédimentaire. Cependant, pour les formations sédimentaires qui n'étaient pas mises à jour par l'incision du Yamé, comme c'est le cas dans la zone aval où l'aggradation verticale est importante avec une épaisseur du remplissage dépassant plus de 10 mètres, des sondages à la tarière et des carottages au carottier à percussion ont été réalisés. Ces interventions manuelles et mécaniques permettent d'accéder en profondeur aux archives sédimentaires mais nécessitent un lourd investissement. La tarière pédologique a été principalement utilisée dans les phases de prospection car elle est facilement mobilisable et permet de définir les grandes unités sédimentaires sur une profondeur de 6-7 mètres mais a l'inconvénient de vriller le sédiment et de le perturber ce qui rend impossible l'échantillonnage propre des sédiments. Afin d'établir une reconstitution fine du remplissage sédimentaire et de procéder à un échantillonnage précis, la réalisation de carottages au carottier à percussion s'est révélée nécessaire. Au sein d'un tronçon, les sondages et les carottages ont toujours été disposés perpendiculairement à l'axe d'écoulement afin d'étudier la variabilité latérale du remplissage pour mieux discerner le mode d'accrétion (vertical, latéral) et définir les limites érosives. En raison des conditions difficiles d'acheminement des échantillons en France, tous les prélèvements ont été effectués sur place à partir de gouges ouvertes. À cela s'est ajouté la réalisation de plusieurs prélèvements, essentiellement des charbons, afin d'établir une chronologie par la méthode du radiocarbone des enregistrements sédimentaires pour ces différents secteurs.

Ces investigations ont permis de dévoiler la nature et l'architecture des archives sédimentaires du fond de la vallée du Yamé qui correspondent pour la majeure partie à des formations alluviales. Néanmoins des dépôts d'origine colluviale, éolienne, lacustro-palustre ou encore de véritable paléosols ont pu être observés. La hiérarchisation des corps sédimentaires, définie principalement à partir de la granularité et la structure des sédiments (Macaire, 1990 ; Arnaud-Fassetta, 1998) est commune à celle développée par Y. Le Drézen au cours de sa thèse pour le remplissage sédimentaire à l'échelle d'Ounjougou (Le Drézen, 2008). Ainsi, la formation sédimentaire regroupe des séquences mises en place dans un même milieu de sédimentation (fluvial, lacustre...). Par exemple, sur la figure 3.3 les trois formations sédimentaires ont été distinguées selon leur origine sédimentaire, à savoir, éolienne pour la période pléistocène et alluviale et

colluviale pour la période holocène. Ces dernières sont composées d'unités sédimentaires déposées en quelques siècles et subdivisées en sous-unités qui correspondent à un évènement morphogène particulier (ex : crues, étiage...). Enfin, parfois difficiles à voir à l'œil nu, les sous-unités sont constituées de lamines ou de lits qui correspondent à différents stades de l'épisode hydrologique. Cela est particulièrement bien visible pour les dépôts saisonniers qui enregistrent une lamine grossière, correspondant à l'épisode de crue, surmontée par une lamine limono-sableuse qui témoigne de la période de décrue et enfin, au sommet une lamine argilo-limoneuse, caractéristique d'un dépôt par décantation lors de la saison sèche.

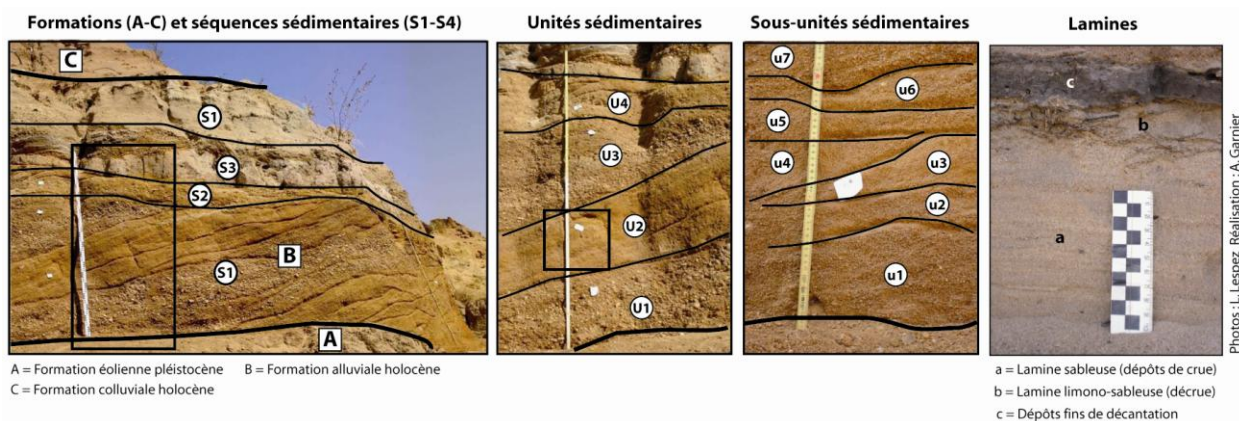


Figure 3.3 : Hiérarchisation des corps sédimentaires. L'exemple de la coupe de La Mouche et du Ravin sud (lamines) à Ounjougou.

3.1.2.1. Les formations alluviales

Seule une petite fraction de la matière solide est évacuée par les cours d'eau, le reste est stocké dans les vallées. Cette charge solide déposée provient soit d'apports directs des interfluvies où les particules sont prélevées par le ruissellement, soit du lit du cours d'eau où l'érosion des berges et du plancher alluvial remet en mouvement les alluvions (déstockage). Le stockage sédimentaire dans le fond de vallée dépend des relations entre la quantité de sédiments disponibles et la capacité d'évacuation de ce matériel par le cours d'eau. Tous les facteurs pouvant modifier cet équilibre et influencer le stockage des sédiments ont été développés dans le premier chapitre. Le transport des matériaux solides résulte de deux processus : par charriage pour les sédiments grossiers (galets, sables grossiers) ou par suspension pour les particules fines (sables fins, limons et argiles). Ainsi, les flux solides ne circulent pas à la même vitesse dans le cours d'eau. Les matières en suspension qui se déplacent dans la masse d'eau ont une vitesse de déplacement nettement plus importante que celle des dépôts grossiers. De même, le transit sédimentaire au sein du système fluvial est un processus discontinu, caractérisé par de longues périodes de stockage lors de la saison sèche, entrecoupées de courtes et rapides phases de déplacement lors des épisodes de crues en saison humide. De plus, ce processus répond à une logique de répartition spatiale des alluvions : la charge de fond (*bedload*) se dépose dans ou à proximité du chenal alors que les matières en suspension (*suspended load*) s'accumulent plutôt dans la plaine d'inondation (Salvador, 2005). En revanche, les particules plus fines, telles que les argiles ($<2 \mu\text{m}$), se déposent par décantation dans des environnements calmes (mare, lac). La décantation des dépôts s'effectue lorsque la dynamique n'est plus suffisante pour maintenir les particules en suspension. Ces environnements de dépôts de faible énergie favorisent alors l'accumulation de matière organique.

Ainsi, la taille des sédiments alluviaux est dépendante de la compétence des cours d'eau et représente un bon indicateur de l'énergie du cours d'eau et des milieux de sédimentation dont ils sont relatifs. En outre, Bravard *et al.* (2000) rappellent que l'efficacité de l'alluvionnement dépend des caractéristiques de

l'hydrogramme de crue. Une crue lente favorisera le dépôt, en quantité comme en étendue de sédiments fins. En revanche, un événement rapide affectera principalement le lit mineur et ses abords et la texture des dépôts sera plutôt grossière.

Une classification précise du faciès sédimentaire des différents dépôts observés dans la vallée du Yamé a été établie à partir du référentiel de Miall (1996). Elle repose sur la description du faciès de chacune des unités sédimentaires à savoir, la texture et l'agencement des alluvions qui sont caractéristiques du contexte dans lequel les sédiments se sont déposés mais aussi du style fluvial du cours d'eau. Deux types de structures peuvent être distingués dans l'étude des sédiments fluviaux. Les *structures massives* correspondent la plupart du temps à une absence de litage interne et donc à de fines particules (souvent des argiles et des limons voire parfois des sables fins) déposées en décantation par une énergie fluviale très faible ou se sédimentent lors d'un arrêt brutal des écoulements (Devillers, 2005). En revanche, les *structures litées* reflètent généralement des dynamiques plus soutenues caractérisées par des courants tractifs. Par gradient d'intensité croissante, on peut distinguer les structures subhorizontales, obliques, ou encore entrecroisées (Arnaud-Fassetta, 1998).

Ainsi, chaque milieu de sédimentation est caractérisé par une organisation structurale particulière qui dépend avant tout du mode de dépôt, de l'énergie des flux liquide et de la charge solide disponible (Arnaud-Fassetta, 1998). Pour les formations alluviales, deux types d'environnement de dépôts peuvent être identifiés sur le terrain à partir de l'étude du faciès sédimentaire : les dépôts de chenaux et les dépôts de plaine d'inondation (Figs.3.4 et 3.5). Au sein de chacune de ces catégories, des distinctions peuvent être faites selon l'agencement des dépôts et la granularité des sédiments qui reflètent des processus hydro-sédimentaires différents.

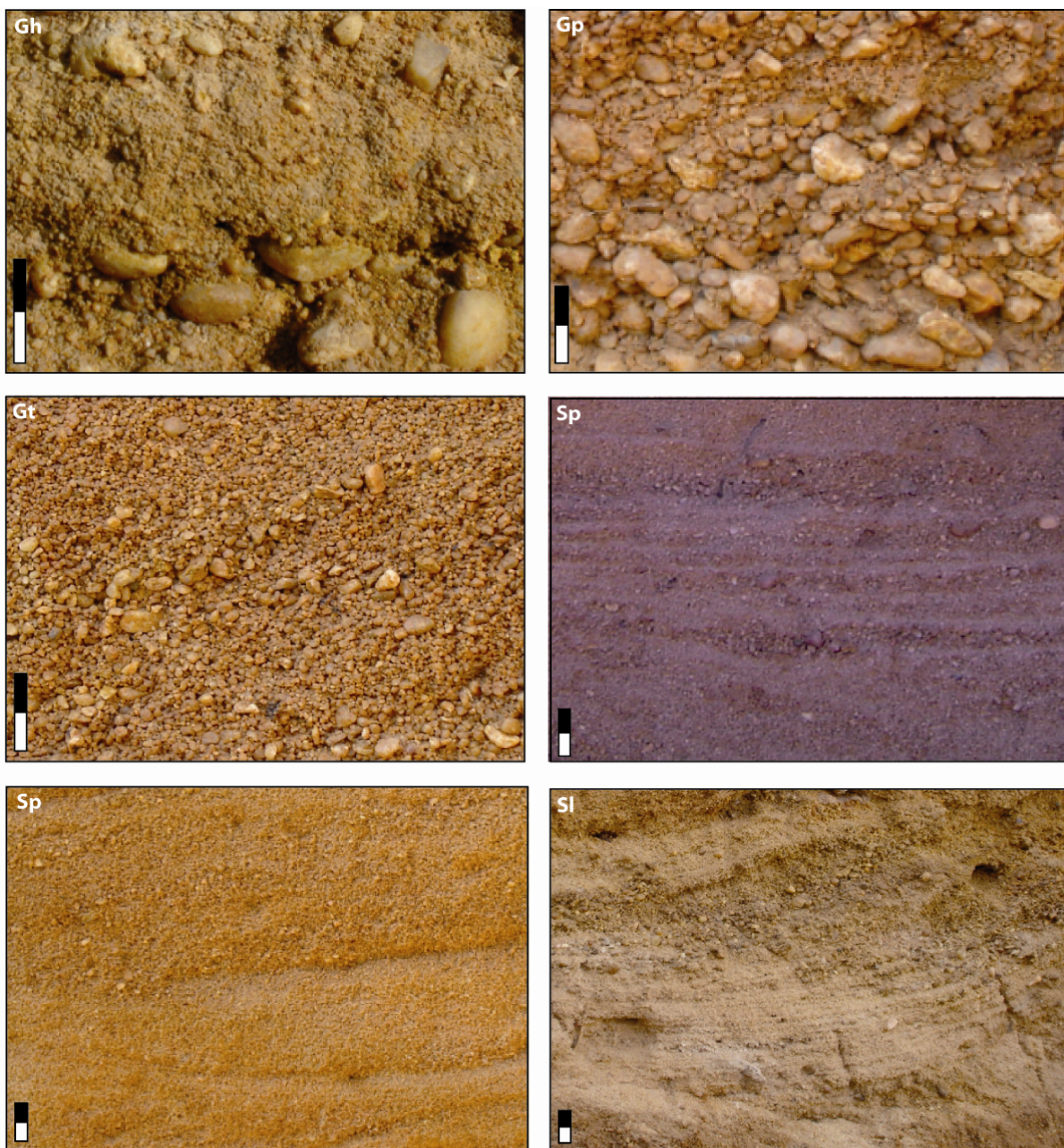
a. Les dépôts de chenaux

Les investigations menées sur le terrain ont permis de mettre en évidence cinq faciès sédimentaires associés à un mode de dépôt au sein du lit mineur. Ils se divisent principalement en deux types : ceux dont la texture est principalement graveleuse et ceux dominés par les sédiments sableux (Fig.3.4).

Les sédiments graveleux ($>2000\ \mu\text{m}$) sont issus de la charge de fond et ont tendance à être transportés sous forme de pulsations répétées. Ceci reflète une certaine turbulence dans le flux hydrologique du cours d'eau. Les faciès sédimentaires à dominante sableuse ($50\text{-}2000\ \mu\text{m}$) résultent de différents types de modes de transport : par charriage (roulement), saltation ou encore, pour les particules les plus fines par suspension. La structure sédimentaire qui dépend principalement de trois paramètres, la taille des grains de sable, la profondeur et la vitesse d'écoulement de flux, permet ainsi de différencier les différents milieux de sédimentation.

Lithofaciès Gh : Stratification horizontale graveleuse

Il est composé de graviers et de galets, de taille parfois décimétrique, imbriqués dans une matrice sableuse abondante et caractérisée par une stratification horizontale nette. Ces dépôts témoignent d'une énergie importante capable de transporter des galets par roulement comme le suggère la forme émoussée de ces derniers. Cependant, la matrice sableuse de cette formation indique quant à elle une concentration sédimentaire et une viscosité élevée au sein du cours d'eau. En effet, les écoulements importants mais de courte durée ne permettent pas le lessivage et donc le transport efficace des éléments plus fins.



Photos : A. Garnier, L. Lespez

Figure 3.4 : Les différents faciès sédimentaires associés aux dépôts de chenaux observés dans les archives sédimentaires de la vallée du Yamé. Echelle : 2 cm

Lithofaciès Gp : Stratification planaire entrecroisée graveleuse

Ce type de formation atteint plusieurs dizaines de décimètres d'épaisseur. Dans l'ensemble graveleuse, la texture peut être pourtant très variable. Cela s'explique par la variation de tri qui résulte de changement des conditions hydrauliques et de l'impossibilité de franchir des galets. En effet, ce type de formation sédimentaire suggère une énergie hydrique de forte intensité capable de transporter par roulement des galets décimétriques. Il peut être interprété comme constitutifs de bancs médians ou latéraux grossiers.

Lithofaciès Gt : Stratification entrecroisée graveleuse.

Il correspond à des lentilles de graviers et de sables de plusieurs décimètres d'épaisseur. Ces unités s'entrecroisent les unes aux autres verticalement et latéralement et suggèrent un mode de transport

énergique au sein du chenal par roulement et par saltation. Ce qui le distingue de Gp est la texture plus fine des sables qui le compose.

Lithofaciès Sp : Stratification planaire sableuse

Ces dépôts de nature sableuse correspondent aux rides qui migrent sous l'action tractive des courants dans des eaux peu profondes. Ils témoignent soit d'épisodes hydriques d'intensité modérée soit d'épisodes de décrue. Ils sont issus d'un transport par saltation ou suspension graduée.

Lithofaciès Sl : Stratification entrecroisée sableuse

Ce type de formation est constitué de sables grossiers à fins avec quelques gravillons. La structure entrecroisée indique qu'ils correspondent à des dépôts de chenaux. Elle résulte de la migration de rides situées au sein du chenal (bancs médians et latéraux) pendant les épisodes de crue.

b. Les dépôts de plaine d'inondation

Au sein de la plaine alluviale, il est possible de distinguer plusieurs types de faciès sédimentaires qui correspondent à des milieux de sédimentation et à des processus variés (Fig.3.5). On observe une logique de répartition des dépôts au sein de la plaine d'inondation avec une granularité et une épaisseur des sédiments qui décroissent à mesure que l'on s'éloigne du chenal. Le sable se déposant à proximité (Wolman et Leopold, 1957 ; Bridge et Leeder, 1979). La nature des dépôts est contrôlée par la charge solide disponible, la vitesse et l'épaisseur de la lame d'eau débordante. Le dépôt de sédiments fins issus de la suspension exhausse la plaine d'inondation et réduit progressivement la fréquence de l'inondation (Bravard et Petit, 1997). De même, le débordement répété par-dessus les berges lors des épisodes de crues entraîne l'édification de levées alluviales par les sables transportés par suspension. En contrebas de ces levées se forment des dépressions (*backswamps*) dans lesquelles les eaux se rassemblent et perdurent plus ou moins longtemps. Ces dernières sont sujettes à une forte concentration en restes organiques.

Lithofaciès Sh : Stratification horizontale sableuse

La granulométrie de cette formation sédimentaire est plus fine que celle de Sl puisqu'elle est composée de lits de sables fins à moyens (80-500 μ m). Ainsi, ils résultent d'un transport par suspension graduée pendant les épisodes de crue puis ils sont déposés au sein de la plaine d'inondation proximale (*sand sheet deposits*). D'une épaisseur allant de quelques centimètres à plusieurs décimètres, ils sont parfois déposés lors d'une crue éclair (*flash flood*). Ils alternent souvent avec le faciès Fl.

Lithofaciès Sm : Sables à structure massive

Ce type de formation, constitué de sables moyens relativement homométriques, a été observé essentiellement à l'aval de la vallée dans la zone de sédimentation. D'une hauteur de plusieurs décimètres à plus d'un mètre parfois, ces dépôts ne présentent pas de laminations visibles. Cela peut être en raison d'une transformation postdépôtationnelle par des processus de pédogénèse tels que le lessivage ou la bioturbation mais ils peuvent résulter aussi d'un dépôt par gravité lors d'un épisode de crue et de l'atténuation des écoulements au sein d'une vaste plaine d'inondation.

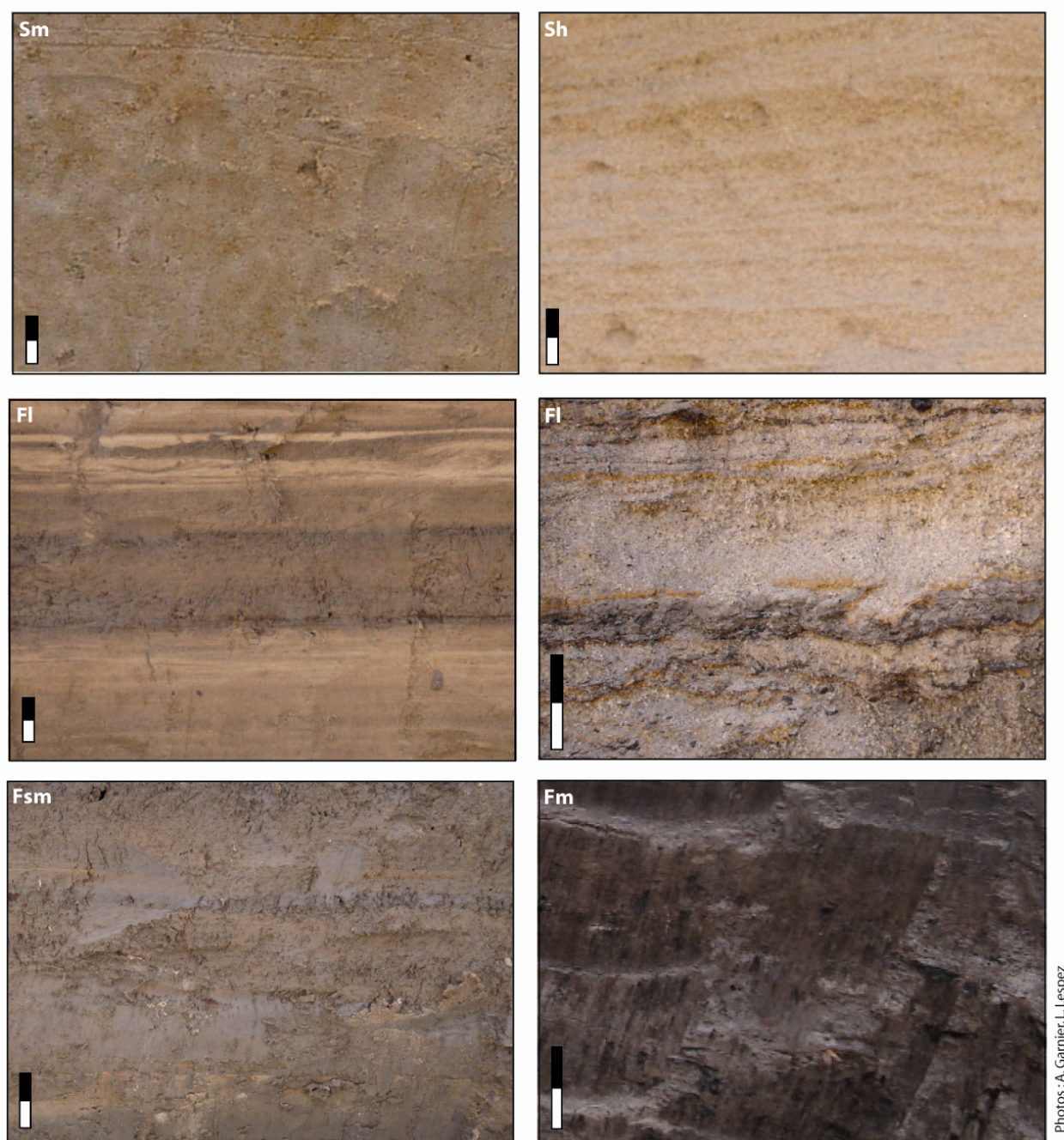


Figure 3.5 : Les différents faciès sédimentaires associés aux dépôts de plaine d'inondation observés dans les archives sédimentaires de la vallée du Yamé. Echelle : 2 cm

Lithofaciès FI : Alternance de lits de sables et de lits limono-argileux

Ce type de formation est facilement identifiable sur le terrain car il correspond à une formation rythmée marquée par l'alternance de lits plus ou moins épais (de quelques millimètres à quelques centimètres) de sables et de limons argileux souvent riches en charbons et restes foliaires. Ces dépôts indiquent un mode de dépôts saisonnier au sein de la plaine alluviale (Le Drézen *et al.*, 2010). Ils se caractérisent par un apport sédimentaire sableux transportés pendant la crue par suspension graduée puis déposés lors de l'atténuation des écoulements. Ces dépôts sont surmontés par une couche plus fine de nature limono-argileuse issue d'un dépôt par décantation lors du début de la saison sèche. Au sommet de cette couche il est possible d'observer parfois des fentes de dessiccation qui indiquent l'assèchement complet des mares qui se sont formées au sein de la plaine d'inondation.

Lithofaciès Fsm : Alternance de lits limoneux et de lits limono-argileux

La principale caractéristique de ce faciès sédimentaire et ce qui le distingue de Fl est l'absence de lits sableux. Ces dépôts sont aussi caractérisés par une alternance entre des sédiments limoneux issus d'un transport par suspension en mode calme au sein d'une plaine alluviale marécageuse (*swampy floodplain*) lors de la saison humide et des dépôts plus fins de nature limono-argileuse qui suggèrent une sédimentation par décantation au sein de mares.

Lithofaciès Fm : Limons-argileux à structure massive

Ces dépôts sont composés de sédiments fins limono-argileux issus d'une sédimentation par décantation au sein de plans d'eaux permanents ou temporaires lorsque des fissures de dessiccation sont observées au sommet de la séquence. Ils indiquent des milieux calmes et sont notamment riches en matière organique.

3.1.2.2. Les formations colluviales

Principalement dans la zone de transfert, on observe un apport sédimentaire latéral lié à l'érosion des versants qui constitue alors des formations colluviales. Le terme de *colluvions* est généralement utilisé pour désigner des formations de faciès variés avec une matrice fine (limons) sans organisation sédimentaire nette (Fig. 3.6).

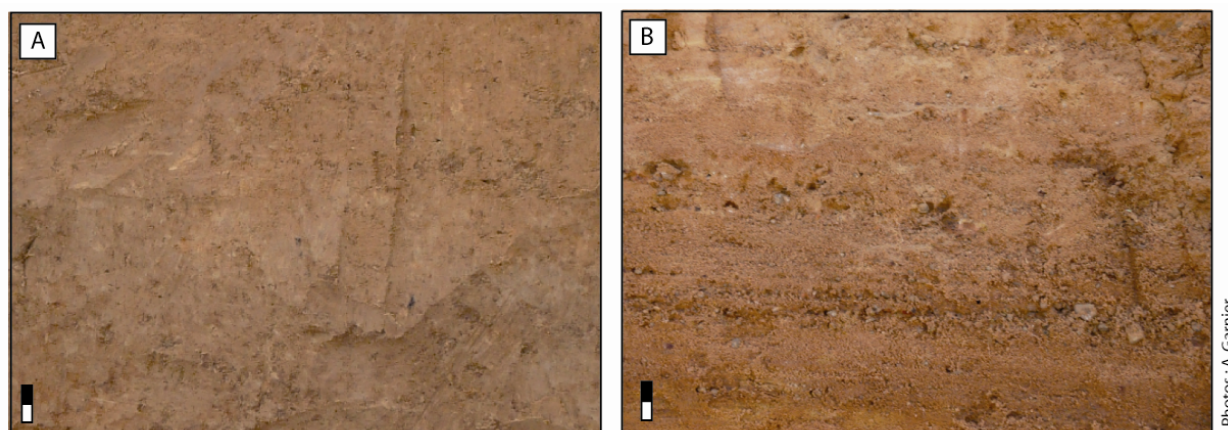


Figure 3.6 : Les faciès sédimentaires associés aux dépôts de versant observés dans les archives sédimentaires de la vallée du Yamé. A : Ruissellement diffus spasmodique (*sheet wash*) ; B : Ruissellement concentré (*rill wash*). Echelle : 2 cm

Ces colluvions proviennent des glacis adjacents qui sont le produit du ruissellement diffus spasmodique, caractéristique des milieux semi-arides (*sheet wash*). Parfois des éléments grossiers peuvent être observés dans la sédimentation colluviale et témoignent de processus érosifs morphogènes et concentrés (*rill wash*). Ils sont tributaires du matériel mobilisable, de la lithologie, de la pente mais surtout de la nature du couvert végétal et des conditions climatiques locales. On admet souvent que le colluvionnement s'est fortement accru avec le défrichement et le développement des pratiques agricoles qui ont favorisé la sensibilité des sols à l'érosion hydrique et au ruissellement. En outre, la présence de cuirasses latéritiques imperméables au sein de la moyenne vallée contribue aussi à augmenter ces processus.

3.1.2.3. Les autres types de formations sédimentaires

Même si les formations d'origine alluviale et colluviale dominent les archives sédimentaires du fond de vallée, d'autres agents peuvent intervenir dans le mode de transport et de dépôt des sédiments.

Le **vent** peut être un mode de transport non négligeable dans le bassin versant du Yamé et de manière générale en zone sahélo-soudanienne. En effet, dans ces espaces où d'une part, la végétation est absente ou clairsemée et d'autre part, les vents sont très importants notamment en saison sèche avec l'Harmattan, le transport éolien des sédiments est à considérer. Cependant, le relief disséqué du plateau de Bandiagara diminue les apports sédimentaires éoliens sur de longues distances. Au même titre que l'eau, plusieurs types de transport peuvent être différenciés : la suspension, la saltation et la reptation qui dépendent de la vitesse du vent, de la granulométrie, de la forme et de la densité des éléments (Callot, 2008). Lorsque l'énergie du vent diminue ou qu'un obstacle apparaît, l'accumulation se fait sous forme de dunes pour les sables ou de placages pour les matériaux fins, comme les loëss. Au cours de la période aride ogolienne, le transport éolien a dominé avec la mise en place de sédiments fins sur tout le bassin versant du Yamé et en Afrique de l'Ouest (Elouard, 1973 ; Rasse *et al.*, 2012). Aujourd'hui, seuls quelques lambeaux ont été préservés de l'érosion et constituent les glacis. Chaque année, ils sont remaniés par le ruissellement lors des épisodes pluvieux intenses de la saison des pluies et se retrouvent déposés dans le fond de vallée sous forme de colluvions et d'alluvions. À l'échelle régionale, ces silts éoliens représentent un stock sédimentaire important pour les bassins versants en zone semi-aride.

Dans la vallée du Yamé : des dépôts d'origine **lacustro-palustre** ont été identifiés à Bandiougou, à la limite entre la moyenne vallée et la basse vallée. Des dépôts de mares ont aussi été identifiés dans l'ensemble de la vallée et notamment à l'aval, dans le Delta intérieur du Niger, où ils sont très importants. Le lac ainsi que les mares sont alimentés par les eaux du Yamé et de ses affluents. Lors des épisodes de crue, l'eau qui s'étale dans la plaine d'inondation remplit les dépressions qui deviennent des mares dont la durée peut aller de quelques jours à quelques mois. Cependant, alors que les mares sont temporaires, le lac de Bandiougou est pérenne tout au long de l'année grâce aux aquifères gréseux qui l'alimentent au cours de saison sèche. Cependant, l'alimentation en matériaux du lac, ainsi que des mares, est principalement dépendante des apports par le Yamé et ses affluents. Ainsi, selon les conditions environnementales du bassin versant, l'apport sédimentaire dans ces dépressions peut être de nature différente (sables, limons, argiles). Le lac constitue un réceptacle où s'accumulent à la fois des produits issus de son bassin versant (allochtone) et des produits issus du fonctionnement du lac lui-même (autochtone). La sédimentation détritique peut être dominante lorsque le bassin versant produit une charge sédimentaire importante en raison d'une érosion intense. De l'entrée d'un affluent dans le lac jusqu'à la zone profonde de celui-ci, le dépôt s'organise en fonction de la granularité des particules (Campy et Meybeck, 1995). L'intrusion du courant chargé en sédiments dans la masse d'eau calme du lac produit une chute brusque de la compétence donc une sédimentation active. Les particules les plus grossières sont déposées rapidement et s'accumulent à l'entrée du cours d'eau dans le lac. En revanche, les particules les plus fines restent un certain temps en suspension puis se déposent ensuite par décantation formant des couches fines, souvent laminées dans la partie distale du lac (varves) (Campy et Macaire, 2003). Ainsi, les dépôts lacustres et palustres se distinguent des autres enregistrements par une plus faible énergie et compétence des flux hydrologiques et par le processus de décantation qui domine. De même, ces dépôts qui favorisent le développement d'organismes associés aux zones humides (populations planctoniques et benthiques, ceinture végétale...) sont plus riches en matière organique. Ainsi, ils sont associés au même type de faciès sédimentaire que celui observé pour les mares au sein de la plaine alluviale (Lithofaciès Fm voir Fig.3.5).

Enfin, des paléosols ou sols hérités, peuvent être identifiés dans le remplissage de fond de vallée. Ils correspondent à des sols anciens, qui se sont formés à une époque révolue et sont donc non fonctionnels.

3.1.3. La caractérisation des modes de transport et de dépôts en laboratoire

Dans la continuité du travail de terrain, des analyses en laboratoire ont été réalisées à partir des archives sédimentaires de la vallée du Yamé. Des analyses granulométriques et micromorphologiques ont ainsi été menées afin de compléter et d'affiner la description des faciès sédimentaires établie sur le terrain et ainsi l'interprétation des dynamiques hydro-sédimentaires qui en découlent. Enfin, l'interprétation chronostratigraphique des dépôts conduite sur le terrain a pu être confirmée ou corrigée grâce aux nombreuses datations disponibles pour l'ensemble de la vallée du Yamé.

3.1.3.1. La granulométrie des sédiments

L'analyse de la granulométrie des sédiments est l'étude de la répartition et de la fréquence des éléments en fonction de leur taille à l'intérieur d'une formation sédimentaire (Coque, 1988). Démarche de laboratoire, l'analyse granulométrique constitue une étape complémentaire des observations et interprétations structurales et texturales que l'on a pu avoir lors de l'analyse stratigraphique. Grâce à de nombreux paramètres et indices statistiques, elle nous apporte des informations sur le mode de transport et les conditions de dépôt final (Elliott, 1986 ; Miskovsky, 1988). Les analyses granulométriques ont été réalisées au laboratoire LETG-Géophen à l'aide d'un granulomètre laser Coulter ls 200 pour les particules inférieures à 2000 μm . Les particules détritiques supérieures à 2000 μm ont été extraites puis tamisées sur une colonne de tamis allant de 2 à 5mm pour être ensuite intégrées au résultat final. Cependant, avant d'être analysés, les échantillons doivent subir un protocole particulier afin de détruire la matière organique, qui lie les particules entre elles et risquerait de corrompre les résultats. Une fois la matière organique détruite avec de H_2O_2 , les échantillons ont été placés dans une solution d'hexamétaphosphate de sodium et de carbonate de calcium (Na_2CO_3) puis agité pendant 24h afin de procéder à la dispersion du sédiment. Cette opération est notamment nécessaire afin de désagréger les argiles.

Au cours de la thèse, la caractérisation granulométrique des dépôts s'est appuyée sur l'utilisation de la méthode de Passega nommée aussi Image CM (Passega, 1957, 1964 ; Bravard, 1983 ; Bravard *et al.*, 1986, Bravard et Peiry, 1999). Mise au point sur des sédiments marins et fluviaux en 1957 par R. Passega, un géologue pétrolier américain, cette méthode avait comme objectif de mettre en relation les variations de texture d'un sédiment avec les différents processus de transport et de dépôt afin de caractériser des environnements susceptibles de constituer des gîtes pétrolifères (Salvador, 2005). Cette méthode est notamment intéressante en géomorphologie fluviale par la représentation synthétique des milieux de sédimentation qu'elle offre mais aussi car elle permet d'appréhender la compétence moyenne et maximale des flux liquides (Arnaud-Fassetta, 1998). R. Passega a créé cette méthode en réponse à l'utilisation des paramètres statistiques qu'il trouve trop réducteurs car ils traitent la courbe granulométrique dans sa globalité sans tenir compte de la diversité et de l'indépendance des processus pouvant présider au dépôt d'un même sédiment (Salvador, 2005). Ainsi, il préfère l'utilisation de deux paramètres indépendants extraits de la courbe cumulative :

- **le percentile le plus grossier (C ou D99)** concerne la fraction la plus grossière de l'échantillon. Il témoigne de la compétence maximale du courant avant le dépôt du sédiment.

- **la médiane M (D50)** représente le grain médian des sédiments et donc la compétence moyenne des flux liquides.

Ces deux indicateurs sont retranscrits sur un diagramme logarithmique avec la médiane en abscisse et le percentile supérieur en ordonnée. Une droite $C=M$ est figurée sur le diagramme. Elle représente théoriquement le tri parfait et la proximité des échantillons avec elle permet ainsi de déterminer la qualité de leur tri. À partir du positionnement des échantillons prélevés dans le Mississippi, Passega (1957, 1964) avait identifié cinq segments associés à différents modes de transport et de dépôt : ON (Dépôt par roulement), PO (dépôt par roulement et suspension graduée), QP (dépôt par suspension graduée et roulement), RQ (dépôt par suspension graduée), SR (dépôt par suspension uniforme). De plus, afin de faciliter la lecture du diagramme, deux indices C_u et C_s^1 ont été caractérisés au travers de limites seuils (Passega, 1964). Ce sont des indicateurs de la turbulence maximale de l'eau au contact du fond (C_s) et dans la lame d'eau au dessus (C_u).

Cependant, en raison de la diversité des bassins versants et des régimes hydrologiques étudiés, cette image CM de Passega n'est pas transposable à l'ensemble des cours d'eau et pour toutes les périodes. Il est ainsi préférable dans toute étude sur des échantillons fossiles de conduire, au préalable, une étude sur les échantillons modernes. Arnaud-Fassetta (1998) par exemple, a établi les indices C_u et C_s à partir des échantillons actuels afin de les transposer aux échantillons holocènes et de pouvoir ainsi qualifier les niveaux et l'énergie hydrologiques du Rhône pour les différentes périodes holocènes. Cependant, dans le cadre de cette étude, en raison du manque de données sur la compétence hydrique du Yamé en période de crue, il est préférable pour ce travail de s'en tenir seulement à la caractérisation des environnements de dépôts qui eux ont été clairement identifiés sur le terrain. En effet, un référentiel propre à la vallée du Yamé a été établi à partir des dépôts actuels afin de corréliser leur granularité avec l'unité géomorphologique à laquelle ils appartiennent (dépôts de chenaux, de très basse terrasse, de basse terrasse, de mare ou lacustro-palustres). Ainsi, même si les indices C_u et C_s n'ont pas pu être distingués sur l'image CM, les modes de transport dominants interprétés selon la granularité des sédiments ont été indiqués (Tab.3.1). Les environnements de dépôts sont caractérisés en fonction de la position des points sur l'image (Fig.3.7). Cette image CM regroupe l'ensemble des échantillons actuels et fossiles de l'ensemble de la vallée du Yamé. Cependant, lors de l'interprétation de l'image CM, il est nécessaire d'intégrer à la fois la dimension temporelle et spatiale. Cinq groupes sédimentaires associés à des milieux de sédimentation et à des compétences hydrologiques différents ont été distingués pour l'image CM de l'ensemble des dépôts de la vallée du Yamé (Fig.3.7 ; Tab.3.1). Cette interprétation des échantillons fossiles repose sur la comparaison avec les dépôts actuels ainsi que sur les faciès sédimentaires révélés lors du travail de terrain.

- un premier groupe d'échantillons (**A**) concerne des dépôts de chenaux dont la taille des sédiments ($M=4000-16000 \mu m$; $C=14000-20000 \mu m$) reflète des conditions hydrologiques soutenues. Ces échantillons ont été prélevés dans des unités sédimentaires caractérisées par un lithofaciès de type Gh, Gp, Gt avec des sédiments principalement transportés par roulement.

- le deuxième groupe (**B**) rassemble des dépôts de chenaux avec une dynamique hydrologique moyenne. Les sédiments dont la nature est toujours détritique ($M=200-3000 \mu m$; $C= 5000-15000 \mu m$) sont associés à des lithofaciès Gh, Gp, Gt, Sl et Sp. Leurs modes de transport dominant sont le roulement et la saltation.

¹ C_u = Taille maximale des grains transportés par la suspension graduée

C_s = Taille maximale des grains transportés par la suspension uniforme.

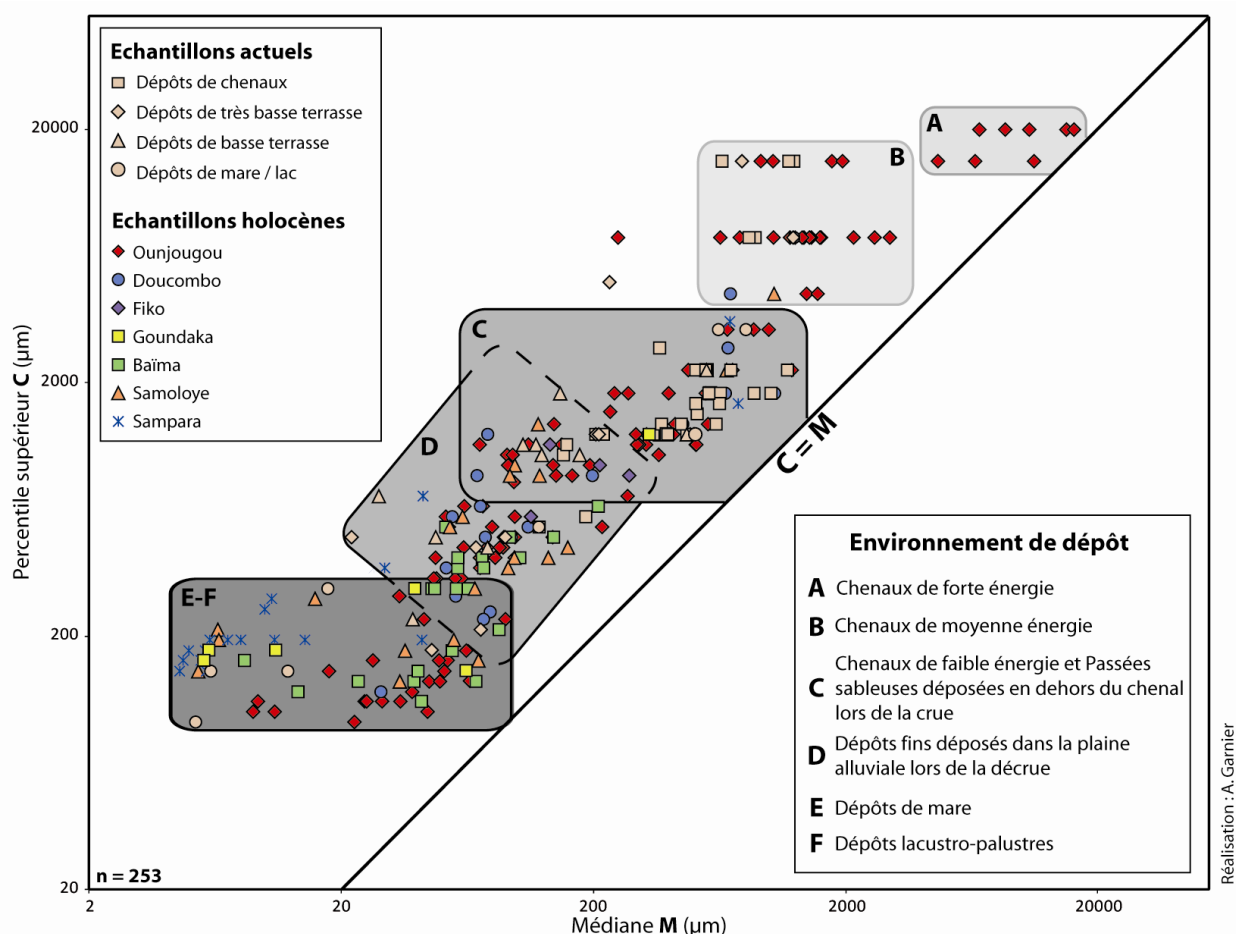


Figure 3.7 : Image CM des 253 échantillons modernes et holocènes de la vallée du Yamé

Groupe	M (μm)	C99 (μm)	Lithofaciès	Interprétation de l'environnement de dépôt	Interprétation du mode de transport dominant
A	4000-16000	14000-20000	Gh, Gp, Gt	Chenaux de forte énergie	Roulement
B	200-3000	5000-15000	Gh, Gp, Gt, Sl, Sp	Chenaux de moyenne énergie	Roulement ; saltation
C	60-2500	800-3500	Sp, Sl, Sh, Sm	Chenaux de faible énergie et passées sableuses déposées en dehors du chenal lors de la crue	Saltation ; suspension
D	20-250	200-2000	Fl	Dépôts fins déposés dans la plaine alluviale lors de la décrue	Suspension
E-F	4-150	80-250	Fsm, Fm	Dépôts de mares alluviales et lacustro-palustres	Suspension uniforme et décantation

Tableau 3.1 : Groupes sédimentaires déterminés par l'image CM et l'interprétation des dépôts actuels

- l'environnement de dépôt du groupe **C** a été interprété selon le lithofaciès des échantillons comme étant soit des dépôts chenaux de faible énergie dont les sédiments sont transportés par saltation et/ou suspension lors de la période d'étiage (Lithofaciès Sl, Sp), soit des passées sableuses déposées en dehors du

chenal lors de la crue par suspension (Lithofaciès Sh, Sm). La texture de ces dépôts est sableuse ($M=60-2500\text{ }\mu\text{m}$; $C=800-3500\text{ }\mu\text{m}$).

- les échantillons concentrés au sein du groupe **D** ont été interprétés comme des dépôts fins déposés dans la plaine alluviale lors de la décrue, principalement par suspension. La nature granulométrique est en effet plus fine ($M=20-250\text{ }\mu\text{m}$; $C=200-2000\text{ }\mu\text{m}$) et le lithofaciès est pour l'ensemble de ces dépôts de type Fl.

- le dernier groupe sédimentaire est associé à des dépôts de mares (**E**) situées dans la plaine alluviale ou des dépôts lacustro-palustres (**F**). La granularité est de type limono-sableuse ($M=4-150\text{ }\mu\text{m}$; $C=80-250\text{ }\mu\text{m}$). Ces dépôts, riches en matière organique, sont associés à un lithofaciès Fsm et Fm.

Ce référentiel des différents groupes sédimentaires (A, B, C...) sera préservé tout au long de la thèse afin de pouvoir comparer les différents enregistrements entre eux, quel que soit la période ou le site concerné.

3.1.3.2. La micromorphologie des dépôts

En complémentarité des analyses granulométriques, l'étude micromorphologique des dépôts permet d'affiner la description des faciès sédimentaires établie dans un premier temps à l'œil nu sur le terrain. Basée sur des concepts interprétatifs de pétrographie et de pédologie à des échelles microscopiques, l'analyse micromorphologique des sédiments a pour objectif de déterminer les constituants du sol (simple, complexe, minéral et organique) et leurs relations (Bullock *et al.*, 1985). Réalisée sur des sédiments meubles, l'analyse micromorphologique a notamment été très développée pour les dépôts sédimentaires du site d'Ounjougou où la présence de coupes naturelles favorise ce type d'étude. De plus, dans ce contexte de plaine d'inondation à sédimentation rapide, la préservation de l'organisation microscopique du sédiment permet d'accéder à une résolution temporelle très fine. Les analyses ont d'abord été développées par Y. Le Drézen (Le Drézen, 2008 ; Le Drézen *et al.*, 2010) puis cette approche a été étendue à l'ensemble des dépôts d'Ounjougou par L. Lespez afin d'établir les dynamiques hydro-sédimentaires à l'échelle de la période Holocène (Lespez *et al.*, 2011). Pour le reste de la vallée du Yamé, sept nouvelles lames ont été réalisées principalement à partir de formations colluviales qui n'avaient pas été échantillonnées à Ounjougou. Pour ce type de formation, l'analyse micromorphologique est notamment utile pour caractériser les évolutions pédologiques. La réalisation de ces lames a été effectuée au laboratoire Géophen LETG-Caen.

Une fois prélevés sur le terrain avec une attention particulière à l'orientation, les blocs ont été indurés selon les méthodes mises au point par Guilloire (1983). Cette imprégnation à la résine synthétique est effectuée au sein d'un caisson sous vide (0.9 Pa) ce qui permet la propagation de la résine dans les porosités des dépôts par capillarité. Une fois la résine séchée, les blocs sont découpés à la scie en lames de 1 cm d'épaisseur environ puis sont ensuite collées sur une lame de verre provisoire. À l'aide d'une rectifieuse, la lame est réduite à une épaisseur micrométrique. Cette face est ensuite collée définitivement sur une lame de verre propre, elle-même rectifiée et aplanie jusqu'à atteindre une épaisseur standard de 25 à 30 μm . Ensuite, les dépôts de la vallée du Yamé ont été décrits selon les référentiels disponibles (Bullock *et al.*, 1985 ; Courty et Fédoroff, 2002). Le protocole de description des lames minces a été identique à celui utilisé par Y. Le Drézen (Le Drézen, 2008 ; Le Drézen *et al.*, 2010) et repris par L. Lespez (Neumann *et al.*, 2009 ; Lespez *et al.*, 2011). Nous avons caractérisé la macroporosité du sol, la masse basale, les traits pédologiques et texturaux etc...

À Ounjougou, une attention particulière a été accordée aux différents traits pédologiques (micro-agrégation, humidification, activité biologique, les traits d'hydromorphie, d'oxydation et de dessiccation) dans les contextes sédimentaires de plaine d'inondation. Les analyses développées par Y. Le Drézen puis L. Lespez pour les dépôts de mares résiduelles des plaines d'inondations de l'Holocène Récent à Ounjougou ont mis en évidence la succession de faciès alluviaux puis d'émergence et de dessiccation qui témoignent de dépôts saisonniers (Le Drézen, 2008 ; Le Drézen *et al.*, 2010). Cette approche a été étendue, dans un premier temps, à l'ensemble des formations de l'Holocène à Ounjougou. Elle a conduit à proposer un nouvel indice de dessiccation décrivant l'évolution de la saisonnalité au cours des dix derniers millénaires (Lespez *et al.*, 2011). Cette méthode qualitative permettant de reconstituer l'évolution paléohydrologique de la plaine d'inondation est constituée de cinq niveaux. Le niveau 0 représente la plaine d'inondation la plus humide avec des restes de matières organiques très bien conservés et une faible minéralisation en raison d'un excès d'eau tout au long de l'année, favorise le maintien de conditions anaérobies, alors que le niveau 4 correspond à une pédogénèse dans la plaine alluviale résultat d'une incision du chenal et de la diminution de la fréquence des crues débordantes (Tab.3.2 ; Lespez *et al.*, 2011).

Niveau	Description	Interprétation
0	Absence de traces de dessiccation. Restes abondants et bien conservés de matière organique (feuilles, branches....).	Mares permanentes au sein d'une plaine alluviale marécageuse tout au long de l'année.
1	Sédiments rythmés témoignant d'un modèle saisonnier de sédimentation. Matière organique altérée.	Mares permanentes et temporaires au sein d'une plaine alluviale humide. Emersion de courte durée.
2	Développement de traces d'oxydation	Assèchement des mares et de la plaine d'inondation en saison sèche. Emersion plus longue.
3	Traces d'oxydation et lente dessiccation	Assèchement prolongée des mares et de la plaine d'inondation (longue saison sèche).
4	Pédogénèse et minéralisation complète. Matière organique absente des dépôts de plaine d'inondation.	Pédogénèse dans la plaine d'inondation. Incision nette du chenal.

Tableau 3.2 : Description et interprétation des cinq niveaux de l'indice de dessiccation
(d'après Lespez *et al.*, 2011, modifié)

Cet indice a ensuite été utilisé pour caractériser les dépôts de plaine d'inondation de l'ensemble de la vallée du Yamé (chapitre 8). Cependant, alors qu'à Ounjougou, la détermination des différents niveaux a été réalisée à partir des analyses micromorphologiques, dans la vallée du Yamé, celles-ci, peu nombreuses, nous ont obligé à les caractériser lors de l'élaboration du faciès sédimentaire sur le terrain.

3.1.3.3. La datation des sédiments

La chronologie des unités sédimentaires holocènes s'est appuyée sur des datations radiocarbone. Le site d'Ounjougou bénéficiait, avant la thèse, d'un cadre chronologique précis assuré par un corpus de 84 datations issus de prélèvements de macro-restes végétaux (charbons, bois, graines, fibres végétales...) échantillonnés en contexte archéologique ou dans le cadre d'études paléoenvironnementales. Les datations AMS ont été réalisées au C14-Labor d'Erlangen en Allemagne (Erl), à l'ETH/PSI Ion Beam Physics laboratory de Zürich en Suisse (ETH), et à l'installation ARTEMIS à Saclay en France (SacA) alors que les dates conventionnelles ont été effectuées au CDRC à l'Université de Lyon-1 (Ly) et au Quaternary Dating Research Unit de Pretoria, en Afrique du Sud (Pta) (Fig.3.8). Ces datations ont permis de caler avec

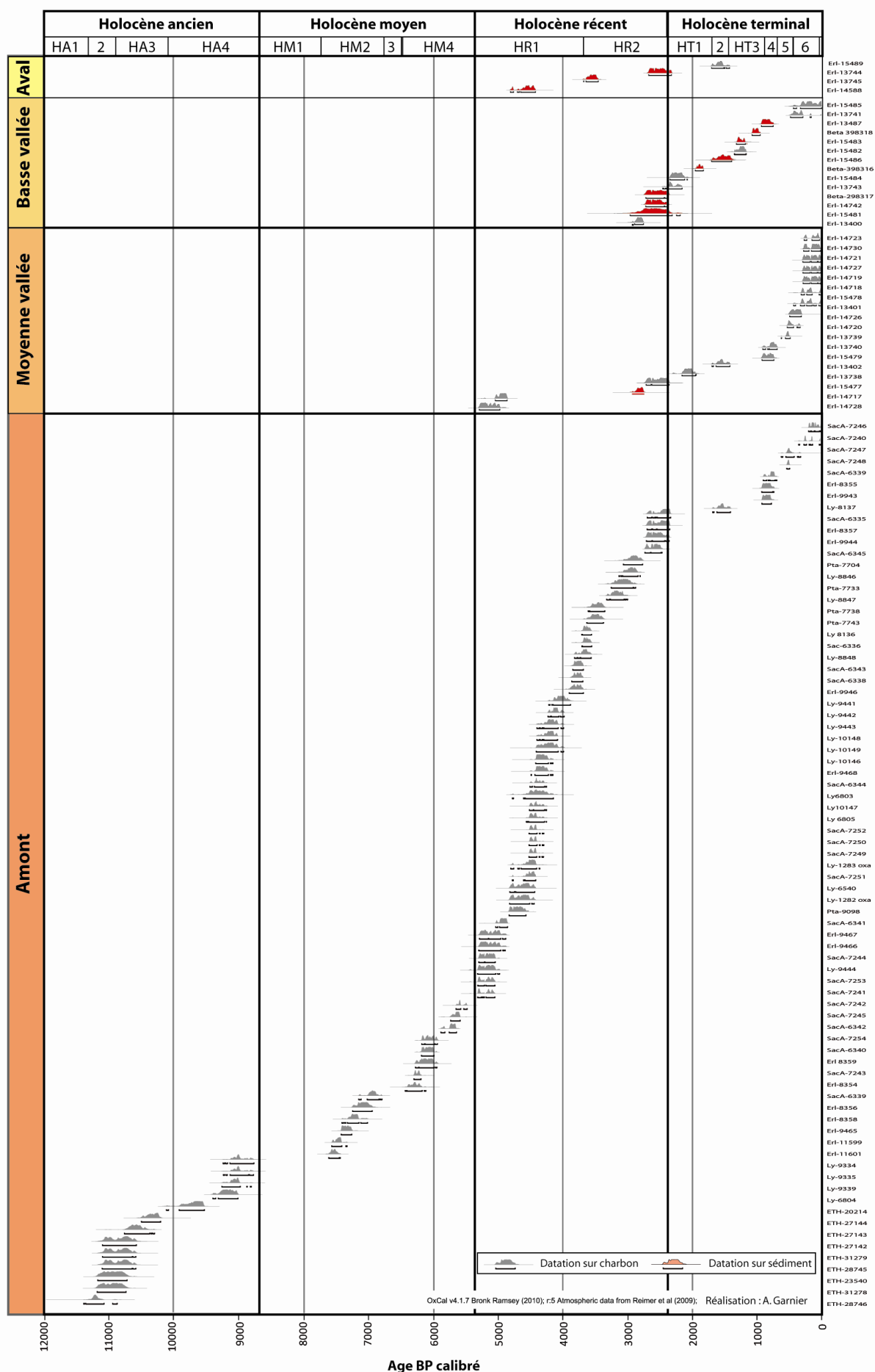


Figure 3.8 : Datations AMS réalisées pour la vallée du Yamé

précision les différentes séquences sédimentaires d'Ounjougou (Rasse *et al.*, 2006 ; Huysecom *et al.*, 2004b, 2007 ; Ozainne *et al.*, 2009a ; Lespez *et al.*, 2011). Pour le reste de la vallée, 45 datations AMS supplémentaires ont été effectuées au cours de la thèse, grâce au soutien de l'ANR-DFG « Archéologie du Paysage en pays dogon » (Responsables : Aziz Ballouche et Katharina Neumann). Au total, 42 ont été réalisées par le laboratoire d'Erlangen (Allemagne) et 3 au laboratoire Beta Analytic Limited de Londres (Angleterre). L'ensemble de ces datations ont été ensuite calibrées à l'aide du logiciel Oxcal (version 4.1) et de la courbe de calibration IntCal09 (Bronk Ramsey, 2008; Reimer *et al.*, 2009). Dans le cadre de ce travail, l'ensemble des datations est exprimé en âge B.P calibré.

Dans la mesure du possible, ces datations ont été réalisées à partir de restes végétaux (33 sur 45 échantillons). Cependant, la nature très détritique de la sédimentation holocène de la vallée du Yamé et l'absence de matière organique pour de nombreuses unités sédimentaires a rendu difficile la datation de certaines séquences. Il est arrivé parfois de dater des radicelles à près de 10 mètres de profondeur car elles représentaient le seul vestige organique capable de nous apporter une indication temporelle. Cependant, ces datations se sont révélées contemporaines et ne présentant alors aucune utilité. Par ailleurs, le choix a été fait de dater certains échantillons sur la matière organique totale du sédiment. Ainsi, à Sampara, certaines séquences ont pu être facilement datées grâce à la nature organique du sédiment, de type gyttia. Au total, excepté Ounjougou, seules 37 dates ont pu être utilisées dans le cadre de la thèse. Malheureusement, certains secteurs de la vallée sont pauvres en indications chronologiques en raison du manque de matière organique datable au sein de leur sédimentation (Fig. 3.8). C'est le cas notamment à Samoloye où seul un échantillon a indiqué une datation valable sur trois envoyés en laboratoire. La datation par OSL (Luminescence Stimulée Optiquement), malgré l'investissement financier et le terrain que cela représente, avait été envisagée pour la dernière mission de janvier 2011 qui a été annulée.

La figure 3.8 indique que la plupart des datations AMS de la moyenne vallée ont été effectuées sur des charbons comme c'est aussi le cas à Ounjougou. En revanche, pour le reste de la vallée où la sédimentation est relativement stérile en charbons, il a été nécessaire de procéder à des datations sur sédiments argileux de type gyttia dont la matière organique est en grande partie authigène. De même, on remarque qu'au contraire des archives sédimentaires d'Ounjougou, la sédimentation du reste de la vallée est nettement plus récente et permet notamment de construire un cadre chronologique relativement précis des 3 derniers millénaires avec 32 datations pour l'ensemble des secteurs étudiés.

Enfin, nous avons utilisé le même cadre chronologique que celui établi pour le secteur d'Ounjougou pour décrire l'enregistrement sédimentaire de la vallée du Yamé (Tab.3.3). En effet, le nombre important de dates et l'identification des sédiments rythmés ont permis de construire une chronostratigraphie extrêmement détaillée pour l'ensemble de l'Holocène (Ozainne *et al.*, 2009b). En effet, seule une inversion y avait été observée ce qui indique un faible remaniement des dépôts et donc une fiabilité du chronomètre choisi (Ozainne *et al.*, 2009b ; Lespez *et al.*, 2011). Ce dernier se décline en 4 périodes principales (HA, HM, HR et HT), 17 unités stratigraphiques (HA1, HA2 ...) et 6 sous-unités stratigraphiques (HR1A, HR1B, ...).

Period	Stratigraphic Unit	Subunit	Start (cal. BP)	End (cal. BP)	Number of ¹⁴ C dates
Early Holocene	HA1			ante 11350	—
	HA2		11,350	10950	2
	HA3		10,950	10050	6
	HA4		10,000	8760	5
Middle Holocene	HM1		8760	7790	—
	HM2		7790	6790	6
	HM3		6790	6500	—
	HM4		6500	5320	9
Late Holocene	HR1	HR1A	5320	4650	8
		HR1B	4650	4000	14
		HR1C	4000	3720	3
	HR2	HR2A	3720	3050	9
		HR2B	3050	2900	2
		HR2C	2900	2400	4
Final Holocene	HT1		2400	1630	—
	HT2		1630	1410	1
	HT3		1320	910	2
	HT4		930	690	3
	HT5		700	450	2
	HT6		450	24	3
	HT7		Post 1936 AD		—

Tableau 3.3 : Cadre chronostratigraphique du remplissage sédimentaire à l'échelle du site d'Ounjougou (Lespez et al., 2011)

3.2. L'utilisation des phytolithes comme marqueurs des dynamiques de végétation

3.2.1. Présentation et intérêt des phytolithes en contexte fluvial semi-aride

Les phytolithes sont le résultat de processus biologique et physique par lesquels la plupart des plantes, après avoir absorbé de la silice en solution dans les sols, précipitent cette même silice à l'état solide ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) entre et dans les cellules. Après la mort et la décomposition de la plante, ces particules de silice microscopiques, de tailles et de formes variées, sont déposées dans le sol et les sédiments. Etymologiquement, le mot phytolithe vient du grec "phuton" (plante) et litos (pierre) ce qui signifie pierre végétale. Décrits pour la première fois en 1835 par Sturve, ils furent appelés à l'origine « phytolitaires » (Ehrenberg, 1841). Ce n'est que tardivement que leur appellation changea pour « phytolithes » (Taugourdeau-Lanz *et al.*, 1976). Malgré l'intérêt suscité par les phytolithes au début du 19^e siècle, ils sont restés encore peu utilisés dans les études paléoenvironnementales. D'autres indicateurs biologiques tels que les pollens ou les charbons ont souvent été privilégiés en raison de leur capacité à renseigner l'origine taxonomique des restes végétaux, plus précise que les phytolithes. Cependant, comme nous le verrons par la suite, les phytolithes présentent de nombreux avantages pour l'étude des environnements fluviaux et les milieux arides et semi-arides.

3.2.1.1. Définition

a. Historique

L'utilisation des phytolithes dans les recherches paléoenvironnementales s'est développée récemment en comparaison avec d'autres bio-indicateurs tels que les pollens ou les charbons. Quatre grandes phases sont généralement distinguées dans la recherche sur les phytolithes depuis leur découverte en 1835 (Piperno, 1988, 2006). Il faut cependant ajouter une période supplémentaire, correspondant à la dernière décennie.

- **Le 19^e siècle : La découverte et la phase exploratoire**

Même si le premier rapport dévoilant l'existence de phytolithes dans les plantes vivantes est publié en 1835 par Sturve, Ehrenberg, dès 1841, est le premier à reconnaître l'origine végétale des corps siliceux observés dans des échantillons de sols. Il établit peu après le premier système de classification des phytolithes à partir de l'étude de 176 espèces différentes (Ehrenberg, 1841, 1854). Il suggère pour la première fois, en 1854, la valeur paléoécologique des phytolithes retrouvés dans les sols, qu'il estime être les débris d'« *anciennes forêts* » (Delhon, 2005). Jusque là, on pensait que tous les sols dériveraient de matériaux apportés par l'eau, et les opales que l'on y trouvait étaient considérées comme des spicules d'éponges² ou des diatomées³.

- **Le début du 20^e siècle : la période de recherche « botanique »**

Les travaux de recherche de la période suivante résultent essentiellement d'études botaniques. Elles sont principalement l'œuvre de chercheurs allemands (Grob, 1896 ; Mobius, 1908 ; Haberlandt, 1914 ; Netolitzky, 1900, 1914, 1929) dont l'objectif était de décrire précisément les processus de production, la morphologie et la taxonomie des phytolithes dans les tissus végétaux. Grob (1896) met en avant la possibilité que les phytolithes soient caractéristiques de formes différentes selon les tribus de graminées mais souligne qu'aucun de ces morphotypes n'est exclusivement relié à une espèce. Un français s'appuiera sur ces études et utilisera les phytolithes comme critère de classification des graminées (Prat, 1932).

- **De 1955 à 1975 : la période de recherche « écologique »**

Près d'un siècle après leur découverte, on observe la première utilisation des phytolithes dans les études paléoécologiques par des chercheurs anglo-saxons. F. Smithson (1956), dont les études portent sur l'analyse d'échantillons de sols britanniques et de fèces d'animaux, suggère que ces « *objets intéressants* » peuvent nous renseigner sur la végétation passée. Malgré tout, ces analyses restent encore très descriptives et les interprétations paléoécologiques quelques peu incertaines (Baker, 1959). On observe un véritable essor dans l'utilisation des phytolithes comme outil paléoécologique grâce aux études de Metcalfe (1960) et de Twiss *et al.* (1969) sur l'identification et la taxonomie des phytolithes de graminées. Ce dernier, avec ses collaborateurs, a développé une classification reliée au type de métabolisme de la plante productrice, qui permet de discriminer trois sous-familles de graminées. À partir de cette période, les phytolithes sont considérés comme des indicateurs fiables de la végétation passée, notamment pour la strate graminéenne (Rovner, 1971). Dès lors, l'utilisation des phytolithes sera privilégiée dans les environnements dominés par les Poaceae.

² Les **spicules d'éponges** correspondent aux éléments siliceux qui constituent le squelette des éponges.

³ Les **diatomées** sont des micro-algues unicellulaires dont la membrane est entourée d'une coque siliceuse.

- **Les années 1980 et 1990 : la période de recherche « archéologique »**

Il faut attendre les années 1980 pour que les archéobotanistes commencent à utiliser les phytolithes comme marqueurs d'utilisation de plantes, d'activités agricoles ou domestiques au cours des périodes préhistoriques (pour les précurseurs : Bozarth 1986, 1987, 1990 ; Pearsall 1978, 1982, 1989 ; Pearsall *et al.*, 1995 ; Piperno, 1984, 1985, 1988, 1989 ; Piperno et Pearsall, 1998...). Depuis, le développement de collections de référence modernes issues de tous types de plantes et notamment des parties reproductives de la plante (graines et fruits) a permis de mettre en avant un bon nombre de phytolithes diagnostiques d'espèces domestiquées (maïs, courges etc...). Malheureusement, en Afrique, les connaissances sur les phytolithes produits par ces espèces sont minces. Seuls la banane (*Ensete ventricosum*) et le palmier dattier (*Phoenix dactylifera*) ont été identifiés comme producteurs de phytolithes diagnostiques (Mbida *et al.*, 2000, 2001 ; Vrydaghs *et al.*, 2001 ; Ishida *et al.*, 2003). Le riz domestiqué (*Oryza glaberrima*) ne semble pas pouvoir être différencié du riz sauvage (*Oryza barthii*) (Radomski et Neumann, 2011). Il en est de même pour le mil domestiqué (*Pennisetum glaucum*) et le sorgho (*Sorghum bicolor*) (Radomski et Neumann, 2011).

- **Depuis les années 2000 : de nouveaux champs d'investigation**

À partir des années 2000, certains chercheurs se sont intéressés à l'analyse des isotopes de l'oxygène contenus dans les phytolithes, à la datation du carbone inclus dans les phytolithes et enfin au rôle de ceux-ci dans le cycle biogéochimique du silicium. En France, ces nouveaux champs de recherche ont été développés essentiellement par Anne Alexandre (CEREGE). L'étude des isotopes contenus dans les phytolithes apporte des informations sur l'environnement lors de la formation des phytolithes dans la plante, notamment l'humidité et la température (Shahack-Gross *et al.*, 1996 ; Webb et Longstaffe, 1997 ; Alexandre *et al.*, 2006, 2012 ; Crespin *et al.*, 2008). Dernièrement, une étude de grande ampleur a été menée dans huit laboratoires différents afin de comparer les résultats obtenus et de proposer une méthode analytique commune pour les études à venir (Chapligin *et al.*, 2011). Les résultats des études portant sur la datation du carbone de la matière organique incluse dans les phytolithes ne sont pas encore concluants puisque le carbone occlus dans les phytolithes est toujours plus vieux qu'il ne le devrait (Corbineau *et al.*, 2013 ; Santos *et al.*, 2012). Enfin, ces dernières années ont vu l'essor des recherches concernant le rôle des phytolithes dans le cycle biogéochimique du silicium et les processus d'altération intervenant (Alexandre *et al.*, 1994, 1997b, 2011 ; Meunier *et al.*, 2001 ; Vallejo Gomez *et al.*, 2000 ; Clarke, 2003).

b. Formation des phytolithes

Les phytolithes se forment au cours de la croissance de la plante. Ainsi, leur formation peut être incomplète, notamment lorsque la plante meurt avant la fin de son cycle (Madella et Lancelotti, 2011). Trois étapes sont à prendre en compte dans la formation des phytolithes : l'**absorption**, le **transport** et la **précipitation** de la silice.

Les plantes absorbent la silice en solution dans le sol par les racines, sous forme d'acide monosilicique (Si(OH)_4), qui est ensuite transférée vers les parties de la plante situées en surface (Jones et Handreck, 1967). La silice présente dans les sols résulte de la désagrégation physique et de l'altération biochimique de la roche (quartz) mais aussi de la dissolution biogénique des sols, principalement des phytolithes (Fig.3.9).

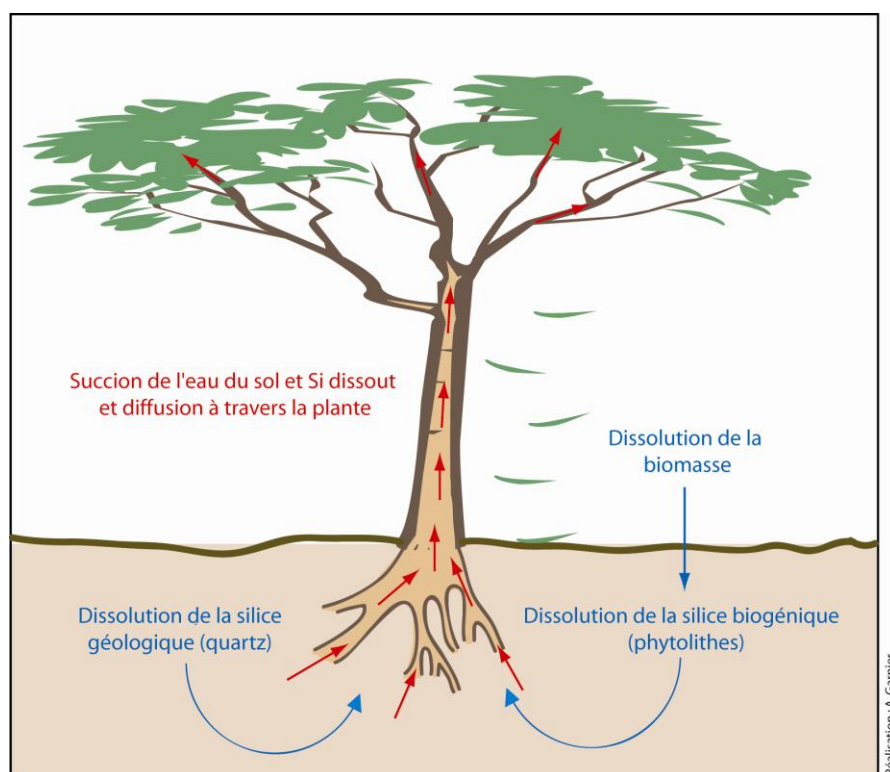


Figure 3.9 : Cycle du silicium dans les plantes et les sols

Les modalités d'absorption de la silice par les plantes demeurent encore peu étudiées (Meunier, 2003). Alors que certaines plantes semblent ne pas en absorber, d'autres l'absorbent de façon passive par simple diffusion de la sève brute à travers la plante, comme c'est le cas pour les graminées. Une absorption active de l'acide monosilicique est aussi observée. Pour de nombreuses espèces, l'acide monosilicique peut être absorbé à la fois sous forme passive et active mais à différents endroits de la même plante (Piperno, 2006). Une fois absorbé, l'acide monosilicique dissous circule dans la sève par le biais du système vasculaire de la plante qui assure, par capillarité, son ascension à travers la plante. Lorsque la sève arrive à l'extrémité des vaisseaux, au niveau des feuilles principalement, elle emprunte par osmose, une voie cellulaire jusqu'aux stomates où elle s'évapore. Cet acide monosilicique va alors se polymériser en un gel de silice de plus en plus déshydraté qui finit par précipiter à l'intérieur ou entre les cellules sous forme de silice amorphe (Raven, 1983).

La précipitation de l'acide monosilicique sous forme de silice amorphe prend trois formes. Elle se dépose soit (1) dans les parois cellulaires, (2) dans les vides cellulaires ou (3) entre les espaces cellulaires (Piperno, 1988).

La première implique la formation de phytolithes dont la forme sera celle de la cellule. On peut ainsi facilement déterminer le tissu silicifié (vaisseaux, épidermes, sclérenchyme...) et parfois le taxon concerné (Hayward et Parry, 1975 ; Laroche, 1977). Pour les dépôts intercellulaires, les phytolithes identifiés sont de grandes tailles et présentent plusieurs cellules en connexion (Delhon, 2005). Enfin, certains taxons ont des cellules spécialisées, les lithocystes, qui contiennent des phytolithes appelés cystolithes dont la forme est plus ou moins sphérique et à surface irrégulière (Piperno, 2006). Il est cependant difficile de les identifier dans les assemblages.

Une fois que la plante se décompose, les phytolithes sont incorporés dans le sol où ils peuvent soit se dissoudre, soit être préservés de l'altération. Dans une étude réalisée au Congo, Alexandre *et al.* (1997b)

montrent que sous couvert forestier, le recyclage en silice atteint des valeurs élevées entre 58 et 76 kg.ha⁻¹ an⁻¹. Ils indiquent que sur ce total d'apport en silice biogénique, 92% sont annuellement solubilisés et seulement 8% (soit 5kg.ha⁻¹an⁻¹) sont préservés dans le sol.

c. Rôle physiologique

L'absorption de la silice par les plantes est un processus généré par les mécanismes génétique et physiologique de la plante qui implique une dépense d'énergie par la plante. L'utilisation de cette énergie pour l'assimilation de la silice indique que la silice absorbée, dans son état soluble ou solide, occupe une fonction définie dans le fonctionnement de l'organisme de la plante (Piperno, 2006). Ainsi, au même titre que les diatomées, autre organisme végétal contenant de la silice, le rôle de la silice dans les plantes semble vital (Epstein, 1994, 1999 ; Marshner, 1995). La silice occupe essentiellement trois fonctions pour les plantes : structurale, physiologique et protective (Sangster *et al.*, 2001).

La fonction la plus reconnue est **structurale**. Les phytolithes forment, notamment pour les graminées, un véritable squelette siliceux qui permet à la plante de se maintenir droite même quand l'eau contenue dans les cellules est sous tension à cause de la transpiration (Piperno, 1988). Cela permet à la plante de profiter d'une meilleure exposition des feuilles à la lumière et faciliterait la photosynthèse (Jones et Handreck, 1967 ; Cock et Yoshida, 1970). De plus, les phytolithes localisés dans les glumes des graminées favoriseraient une meilleure rétention des graines qu'ils contiennent (McWilliam, 1980).

La fonction **physiologique** de la silice concerne l'interaction de celle-ci avec les oligo-éléments assimilés par la plante dans les sols. La silice et plus particulièrement le dioxyde de silicium, semble atténuer l'effet des oligo-éléments toxiques tels que l'aluminium et les métaux lourds comme le manganèse en ayant un effet inhibiteur (Hodson *et al.*, 1997 ; Sangster *et al.*, 2001).

Enfin, la structure siliceuse des phytolithes leur confère une fonction de **protection** contre les herbivores mais aussi contre les champignons et les insectes responsables de la destruction des tissus végétaux ou encore du développement de maladies. C'est l'une des fonctions les plus importantes des phytolithes. En effet, les phytolithes rendent la structure de la plante coriace et donc difficile à ingérer et digérer (Coley et Barone, 1996). Cette défense mécanique contre les herbivores semble être la protection la plus efficace que possèdent les plantes. Cependant, aucune étude ne permet de connaître le coût et le bénéfice à produire des phytolithes au cours du développement de la plante par rapport à l'investissement dans d'autres systèmes de défense tels que les composés chimiques ou les épines. Cela pourrait certainement nous aider à mieux comprendre pourquoi certaines plantes produisent des phytolithes et d'autres non (Piperno, 2006).

3.2.1.2. Les facteurs influant sur l'enregistrement des phytolithes : limites et intérêts

Avant toute interprétation des assemblages phytolithiques, il est nécessaire de prendre en compte tous les facteurs qui peuvent affecter l'enregistrement des phytolithes dans les sols et les sédiments et ainsi, altérer la justesse de l'interprétation de la végétation passée. Selon Piperno (2006), ces facteurs interviennent à différentes phases entre le moment où les phytolithes sont produits jusqu'à leur enfouissement dans les sols et sédiments.

Trois phases peuvent être définies dans la taphonomie des phytolithes (Fig. 3.10)

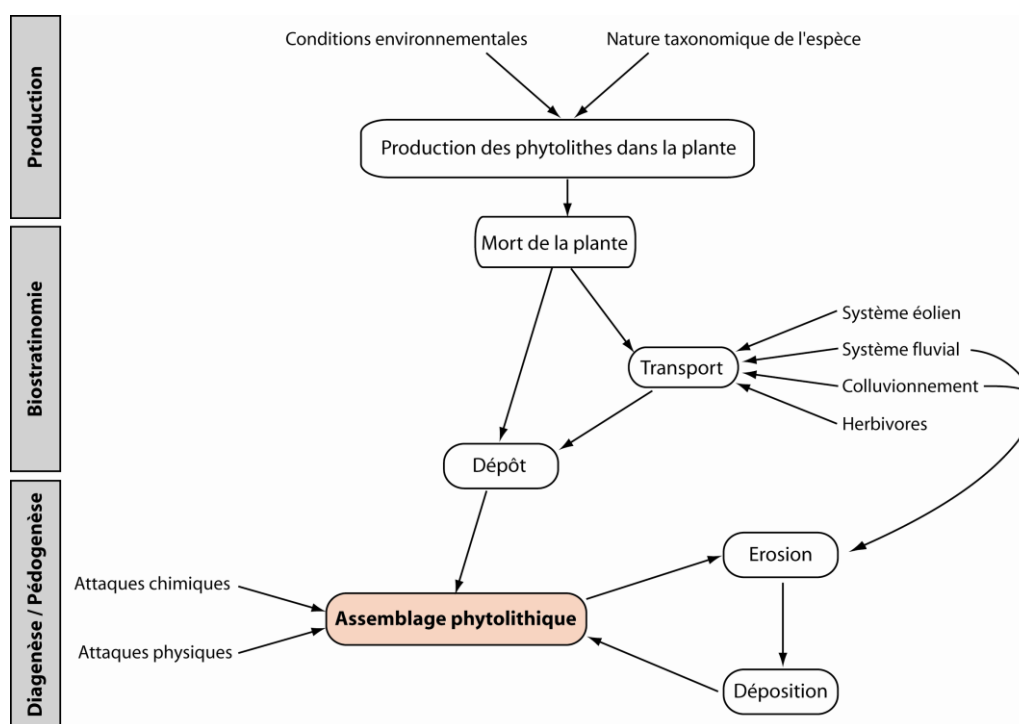


Figure 3.10 : Diagramme théorique récapitulant les processus intervenant dans la taphonomie des assemblages phytolithes (modifié, d'après Osterrieth et al., 2009).

- (1) La phase de **production** qui dépend des conditions environnementales et de la nature taxonomique de la plante.
- (2) la **biostratinomie** qui relate tous les processus concernant le phénomène de *dispersion* des phytolithes après la mort de la plante et avant l'ensevelissement des phytolithes dans le sol.
- (3) La **diagenèse et/ou pédogenèse des fossiles** qui prend en compte l'effet cumulatif des processus physiques, chimiques et biologiques qui peuvent altérer ou détruire les phytolithes fossiles.

a. La production des phytolithes

Contrairement aux pollens qui sont produits par l'ensemble des végétaux phanérogames, la production de phytolithes par ces plantes est beaucoup plus complexe. Le développement de phytolithes dans une plante est lié à de nombreux facteurs qui comprennent les conditions environnementales au sein desquelles elle croît, à savoir : le climat, la nature du sol, la quantité d'eau disponible, mais aussi la nature taphonomique de la plante elle-même. Les problèmes majeurs auquel nous sommes confrontés dans une analyse des phytolithes sont le phénomène de **multiplicité** (une espèce peut produire plusieurs morphotypes) et celui de la **redondance** (un même morphotype peut représenter plusieurs espèces) (Rovner, 1971). En effet, la production de phytolithes varie d'une plante à l'autre. Alors que certaines plantes telles que les graminées sont connues pour avoir une forte production de phytolithes, d'autres ne contiennent pas de silice (Piperno, 1988 ; Carnelli et al., 2001). De même, la production de phytolithes est différente selon les parties de la plante. Cela s'explique d'une part par la génétique de la plante et d'autre part par le facteur climatique qui influence aussi la production de phytolithes. La transpiration serait responsable de la précipitation de silice amorphe, par sursaturation dans les cellules où passe la phase aqueuse soumise à une perte d'eau (Raven, 1983). De manière générale, les organes aériens et notamment

les parois externes des cellules épidermiques qui sont exposées au phénomène de transpiration (feuille, tiges chez certaines herbacées), produisent plus de phytolithes (Robert *et al.*, 1973). Cependant, la silification peut affecter tous les types de tissus, y compris les organes souterrains (racines) mais en de plus faibles proportions (Sangster et Hodson, 1992). Par ailleurs, la température et la disponibilité en eau doivent être considérées dans la production des phytolithes. Un taux de silification élevé a permis dans certains cas de mettre en évidence des cultures irriguées et mal drainées (Perry *et al.*, 1984 ; Rosen, 1991, 1992 ; Rosen et Weiner, 1994 ; Madella *et al.*, 2009) ou des situations de stress hydriques (Delhon *et al.*, 2003 ; Bremond *et al.*, 2005b, Barboni *et al.*, 2007). En revanche, la nature minéralogique de la roche mère n'intervient pas vraiment puisque même si l'assimilation du silicium est plus forte sur substrat siliceux (Bartoli et Souchier, 1978), sur sol calcaire, la teneur en silice est toujours suffisante pour qu'il y ait formation de phytolithes (Delhon, 2005).

b. Les modes de transport et de dépôt des phytolithes

Une fois la plante morte et décomposée, les phytolithes sont libérés de leur matrice organique et sont soit incorporés au sédiment soit transportés par divers processus. On peut distinguer le transport en surface et celui dans le sol.

- **Le transport à l'échelle locale, extra-locale, régionale**

Les phytolithes sont considérés comme le résultat d'une dégradation *in situ* et devraient donc représenter la végétation locale (Piperno, 1988 ; Mulholland 1989 ; Albert *et al.*, 2006). Cependant, certaines études ont démontré que la dispersion des phytolithes dépend de nombreux processus (Fredlund et Tieszen, 1994 ; Alexandre *et al.*, 1997a ; Barboni *et al.*, 1999 ; Prebble *et al.*, 2002 ; Piperno, 2006). En paléoécologie, comprendre les modes de transport et de dépôt des phytolithes est une étape nécessaire avant toute interprétation des assemblages phytolithiques puisqu'elle permet de déterminer l'aire d'origine des phytolithes et donc l'échelle spatiale de la végétation reconstituée (Piperno, 2006). Cette question a déjà été soulevée par les palynologues qui ont cherché à comprendre les mécanismes de dispersion des pollens par les plantes afin de savoir jusqu'où ils peuvent être transportés (Bonny, 1978 ; Jacobson et Bradshaw, 1981 ; Jackson et Lyford, 1999). Cette réflexion est aussi au cœur des études phytolithiques. L'accumulation des pollens et des phytolithes dans les sols et sédiments est souvent conceptuellement groupée en trois zones source : l'échelle locale (20 m), extralocale (entre 20 mètres et plusieurs centaines de mètres) et régionale pour les distances plus importantes (Jacobson et Bradshaw, 1981 ; Piperno, 1988 ; Fredlund et Tieszen, 1994).

Concernant les pollens, la dispersion est liée aux agents de pollinisation qui joue un rôle vital pour les plantes. Au contraire, la dispersion des phytolithes, une fois produits par la plante, n'est pas nécessaire à la survie de l'espèce. Ainsi, le mode de dispersion le plus commun est lorsque les phytolithes sont déposés par **gravité** dans les horizons supérieurs du sol et les sédiments.

Cependant, dans le cadre d'une recherche paléoécologique, déterminer l'échelle spatiale de représentation des phytolithes est un exercice compliqué. Selon les conditions environnementales du site et la nature du sédiment étudié (enregistrements terrestres, lacustres, fluviatiles...), les facteurs influençant la dispersion des phytolithes sont multiples (vent, feux, transport alluvial et colluvial, herbivores) (Piperno, 1988, 2006 ; Fredlund et Tieszen, 1994 ; Alexandre *et al.*, 1997a ; Barboni *et al.*, 1999 ; Kerns *et al.*, 2001 ; Prebble *et al.*, 2002).

Le **vent** est le facteur le plus influent sur la dispersion des phytolithes à l'échelle régionale. Il a été démontré que dans les régions qui sont affectées par des vents forts, l'aire d'origine des phytolithes va dépendre du degré d'ouverture des paysages (Piperno, 1988 ; Alexandre *et al.*, 1997b). Des études ont indiqué la présence de phytolithes dans des carottages marins effectués au large des côtes africaines, australiennes et sud-américaines (Bowdery, 1999 ; Bukry, 1980 ; Folger *et al.*, 1967 ; Locker et Martini, 1986 ; Parmenter et Folger, 1974 ; Twiss, 1983). Les phytolithes enregistrés dans les sédiments marins des côtes nord-africaines ont été transportés par le vent à plus de 2000 km de leur zone d'origine sur le continent (Parmenter et Folger, 1974). Ainsi, en zone sahélienne, l'association de l'Harmattan, ce vent fort qui souffle durant la saison sèche, et d'une végétation basse et ouverte sont à considérer dans le transport des phytolithes à une échelle régionale. Le **feu** a pour conséquence d'accroître soudainement le nombre de phytolithes déposés et exportés par les courants éoliens (Labouriau, 1983 ; Fredlund et Tieszen, 1994 ; Delhon, 2005). Le dépôt des phytolithes en dehors de leur zone d'origine peut être également dû au transport par les **herbivores** (Fredlund et Tieszen, 1994 ; Wallis, 2001) Quoique difficile à quantifier, l'étude des phytolithes dans leurs fèces peut permettre d'identifier l'alimentation de ces animaux et la zone source de leur approvisionnement. Enfin, le transport des phytolithes par l'**eau** est un facteur essentiel à prendre en compte dans l'interprétation des assemblages phytolithiques enregistrés dans des dépôts fluviaux et lacustres. Les phytolithes sont comparables par leur taille (de quelques μm à plus de 200 μm) aux particules de la fraction fine du sol (limons-sables fins) et peuvent être facilement mobilisables par les eaux de ruissellement ou encore en suspension dans les écoulements au sein du chenal. Une étude réalisée en contexte fluvial, dans le sud du Cameroun, s'est intéressée à la contribution de la silice biogénique et plus particulièrement de la part des phytolithes transportés en suspension par les eaux de la rivière Nyong (Cary *et al.*, 2005). Elle montre que les assemblages phytolithiques issus des prélèvements des eaux de la rivière étaient similaires à ceux des sols localisés sur les interfluvies, indiquant donc que l'érosion des sols dans le bassin versant était la source principale des phytolithes transportés par le cours d'eau. Dans les enregistrements lacustres, plusieurs études ont montré que la présence de phytolithes issus de la végétation des interfluvies pouvait s'expliquer par un transport des phytolithes par les eaux de ruissellement puis par les cours d'eau qui alimentent les lacs (Alexandre *et al.*, 1997b ; Kealhofer et Penny, 1998 ; Piperno, 1993 ; Zhao et Piperno, 2000). Cependant, la taphonomie des phytolithes enregistrés dans les dépôts fluviaux a été à ce jour peu abordée. Neumann *et al.* (2009) ont démontré à Ounjougou (Mali) qu'au cours de l'Holocène ancien, les dépôts grossiers alluviaux possédaient des assemblages phytolithiques différents de ceux des paléosols alluviaux. Alors que l'assemblage phytolithique des sédiments grossiers alluviaux indique une origine régionale avec un signal des graminées plus important, significatif d'une végétation ouverte ; celui contenu dans les paléosols indique, au contraire, une végétation plus fermée avec un signal des ligneux largement dominant. Cela signale que les phytolithes contenus dans les sédiments lacustres et alluviaux peuvent, selon l'énergie des flux liquides, la nature des milieux de sédimentation et les conditions environnementales du bassin versant, être originaires de la végétation extra-locale ou régionale (Neumann *et al.*, 2009).

En résumé, les facteurs qui sont à prendre en compte dans le processus de dispersion des phytolithes dépendent à la fois des conditions environnementales du site mais aussi du mode de transport et de dépôt du matériau étudié.

- **La migration verticale dans le sol**

Le transport des phytolithes dans le sol a été à ce jour peu étudié. Alors que certains pensent que les phytolithes sont immobiles dans le sol (Rovner, 1983 ; Fisher *et al.*, 1995), d'autres ont souligné la nécessité de tenir compte du transport au sein du sol dans l'interprétation des enregistrements

phytolithiques (Alexandre *et al.*, 1997b, 1999 ; Hart et Humphreys, 1997, 2003 ; Humphreys *et al.*, 2003 ; Fishkis *et al.*, 2010 ; Madella et Lancelotti, 2012). Les principaux facteurs intervenant dans le transport des phytolithes au sein même du sol sont le lessivage et la bioturbation. Alexandre *et al.* (1997b) indiquent une accumulation plus importante de phytolithes dans une couche argileuse imperméable. Fishkis *et al.* (2010) ont quantifié la migration des phytolithes modernes dans le sol et indiquent que le transport des phytolithes est plus important dans les sols que dans les structures sableuses et que la continuité des macropores est déterminante dans le transport des phytolithes. De même, ils démontrent que la taille des phytolithes est aussi déterminante puisque les morphotypes plus petits sont plus facilement mobilisables.

c. La conservation des phytolithes

La conservation est le principal atout des phytolithes dans le domaine de la paléoécologie et de l'archéologie. Elle dépend essentiellement de deux facteurs : la nature taxonomique et morphologique du phytolithe et les caractéristiques chimiques et physiques du milieu de dépôt. En revanche, les phytolithes semblent peu sensibles aux contraintes biologiques.

- **Résistance aux attaques physiques**

De par leur structure siliceuse, les phytolithes ont une résistance aux attaques physiques plus développée que la plupart des autres indicateurs biologiques (pollen, charbons, graines...). L'opale de silice a une dureté comprise entre 5,5 et 6,5 sur l'échelle de Mohs, ce qui le rend résistant à un certain nombre d'attaques chimiques et physiques et permet leur conservation dans tous types de sols et de sédiments. Plusieurs études ont démontré l'apport des phytolithes dans des recherches sur l'évolution de la végétation sur le temps long telles que les périodes géologiques anté-Quaternaire, alors que les autres indicateurs biologiques ne sont plus préservés. La première étude a été menée par C. Strömberg sur des sédiments du tertiaire récent (Eocène récent jusqu'au Miocène ancien) dans la région des grandes plaines (USA) (Strömberg, 2004). La richesse en phytolithes de ces sédiments, qui datent de plus de 35 millions d'années, a confirmé leur importance comme bio-indicateur dans les études paléoécologiques. Depuis, de nombreuses études ont été menées afin de comprendre les conditions environnementales des premiers hominidés en Afrique de l'Est (Albert *et al.*, 2006, 2009 ; Albert et Bamford, 2012 ; Bamford *et al.*, 2006 ; WoldeGabriel *et al.*, 2009 ; Barboni *et al.*, 2010). Ainsi, dans des contextes sédimentaires où aucun indicateur biologique n'est conservé tels que les milieux semi-arides et fluviaux, favorables à l'oxydation et au drainage, les phytolithes permettent d'obtenir des informations sur la végétation passée. Néanmoins, le transport des phytolithes peut participer à leur abrasion, notamment aux extrémités ou bien parfois même les casser (Fig.3.11). Cela est particulièrement le cas pour les phytolithes à structure fine, tels que les GSCP "bilobate" où la tige centrale, moins large, est vulnérable aux attaques physiques et chimiques. Sur le long terme, les phytolithes qui ont été soumis à un transport répété d'énergie importante peuvent devenir inidentifiables.

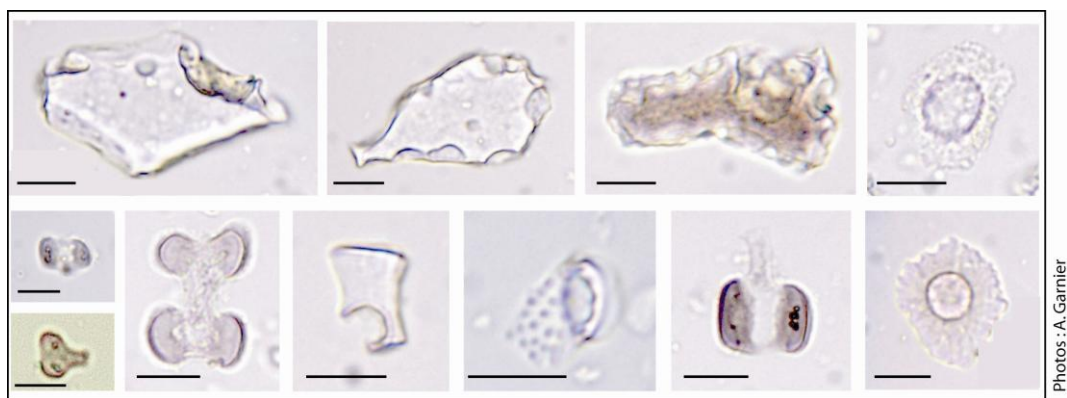


Figure 3.11: *Phytolithes abimés ou cassés* (échelle : 10 μ m).

En contexte archéologique, la conservation des phytolithes présente des avantages, notamment du fait de leur résistance au feu. Alors que la carbonisation rend les graines et les fruits inidentifiables aux alentours de 500°C, température commune au feu de cuisine, les phytolithes résistent à des températures allant à plus de 1000°C (Wright, 2003). Elbaum *et al.* (2003) montrent qu'un chauffage à 900°C a pour conséquence une distorsion des phytolithes les plus grands mais que la plupart restent identifiables. En revanche, jusqu'à 500°C, la morphologie des phytolithes n'est pas affectée (Piperno, 1988; Bowdery, 1999; Runge, 1998; Parr *et al.*, 2001). Beaucoup de plantes brûlent avec des températures inférieures. S. Caillault dans sa thèse (2011) sur les feux de brousse en zone soudanienne a démontré que la température du feu est liée à la physionomie de la végétation. Elle est notamment plus basse pour les environnements où la biomasse est importante telles que les forêts. Plusieurs études ont démontré que, les phytolithes, en plus d'être résistants au feu, enregistrent le signal pyrophile du fait de la carbonisation du phytolithe (Piperno, 1988; Kealhofer, 1996 ; 2003; Parr, 2003, 2006 p.135). En effet, lors de la carbonisation de la plante, les phytolithes produits par celle-ci deviennent de couleur noir opaque (Fig.3.12).

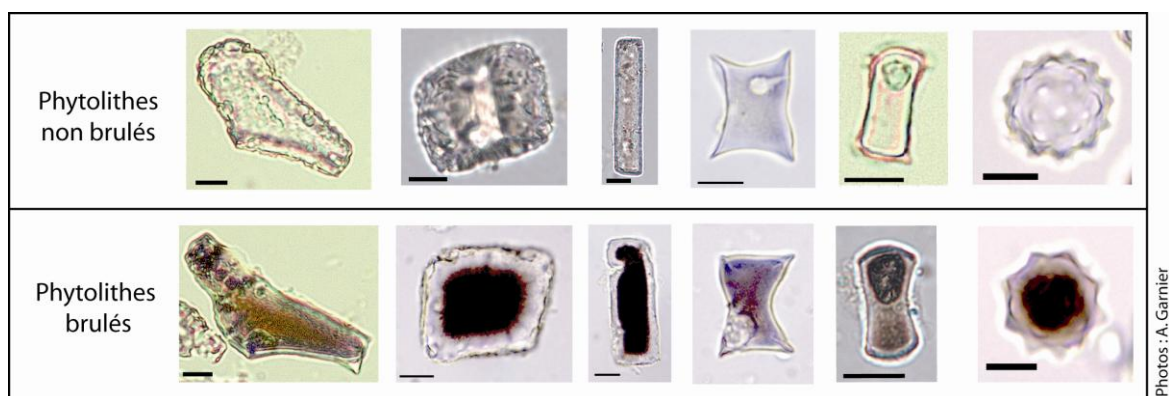


Figure 3.12 : *Comparaison entre des phytolithes brûlés et non brûlés* (Echelle : 10 μ m).

Cependant, certains chercheurs indiquent d'autres raisons à cette coloration et notamment le fait qu'elle peut être naturelle pour certains phytolithes. Wilding (1967) suggère que cette couleur peut être liée soit au carbone emprisonné dans les phytolithes ou alors au fer ou au manganèse contenus dans la solution du sol. Enfin, une autre remarque va à l'encontre de l'hypothèse selon laquelle les phytolithes enregistrent le signal pyrophile. Lors de l'étude des restes végétaux contemporains, ces derniers sont réduits en cendres en laboratoire en utilisant un four à moufle avec des températures aux alentours de 500°C afin d'en extraire les phytolithes. Pourtant, lors de l'observation de ces phytolithes au microscope, ils n'apparaissent pas noirs (Jones et Milne, 1963 ; Bowdery, 1989 ; Runge, 1998 ; Parr *et al.*, 2001 ; Wallis, 2003). Ainsi, ces

remarques sont importantes et remettent en question l'interprétation des phytolithes de couleur noire en tant qu'indicateur de feux anciens. J. Parr (2006) s'est penché sur la question et a mené en laboratoire une étude de l'effet du feu sur les phytolithes produits par différents types de végétaux à l'aide d'un incinérateur à 1200°C. Cet incinérateur est suffisamment grand et aéré afin de produire des flammes. Ses résultats démontrent clairement que le feu affecte la couleur des phytolithes (Parr, 2006). Il indique notamment que l'oxydation qui rend les phytolithes noirs lors de la carbonisation nécessite un taux d'oxygène suffisant afin que des flammes se forment, comme c'est le cas lors des feux en milieu naturel. Enfin, pour différencier les phytolithes carbonisés de ceux naturellement bruns et afin de pouvoir les utiliser comme indicateurs de feux anciens, il est nécessaire de ne prendre en compte que ceux qui sont noirs opaques. En effet, les phytolithes naturellement bruns ont une apparence transparente ou opalescente, au contraire des phytolithes carbonisés. Ainsi, concernant les phytolithes contemporains et fossiles de la vallée du Yamé, les phytolithes dits "carbonisés" ne concernent que ceux qui sont noirs opaques (Fig.3.12).

- **Résistance aux attaques chimiques**

Même si les phytolithes sont remarquables pour leur très grande résistance aux attaques physiques, ils sont concernés par le processus de dissolution. On identifie quatre facteurs principaux responsables de la dissolution des phytolithes (Piperno, 2006, p.21-22) :

(1) Le degré de silicification, différent selon les espèces et selon les parties de la plante, est déterminé par les caractéristiques taxonomiques de la plante. Par exemple, les phytolithes de la tige des arbres et arbustes des milieux tempérés et tropicaux sont moins bien conservés que les phytolithes produits par les feuilles, graines et fruits de la même plante (Piperno, 2006). Bartoli et Wilding (1980) ont mené une étude en laboratoire afin de quantifier la différence de dissolution des phytolithes à partir de trois classes de végétation : les arbres décidus, les conifères et les graminées. Ils démontrent que les phytolithes d'arbres décidus sont les plus solubles des trois alors que ceux des conifères sont étonnamment plus résistants que ceux des graminées. Une étude a essayé d'expérimenter la dissolution des phytolithes issus d'échantillons modernes et fossiles de blé brûlés et non-brûlés (Cabanès *et al.*, 2011). Pour les échantillons modernes, ils indiquent que les phytolithes produits par les inflorescences sont moins stables que ceux des feuilles et des tiges. De même, les phytolithes brûlés apparaissent moins résistants.

(2) La forme et la surface des phytolithes vont aussi être déterminantes dans la dissolution. Les morphotypes offrant une grande surface s'altèrent plus vite.

(3) Les caractéristiques du milieu de dépôt vont aussi déterminer la stabilité et la préservation des phytolithes au cours du temps. Certains phytolithes sont protégés de l'altération dans des agrégats organo-minéraux, notamment dans les sols où l'on note la présence de fer libre et d'oxyde d'aluminium qui adhère superficiellement aux particules et retarde la dissolution. Au contraire, les sols alcalins (>pH 9) vont accroître la solubilité des phytolithes mais pas nécessairement la majorité d'entre eux (Piperno, 1988). Les phytolithes brûlés semblent plus résistants à l'effet destructeur de ces sols avec un pH élevé (Piperno, 2006).

(4) D'autres caractéristiques de l'environnement de dépôt, dans le cas où les sédiments sont protégés de l'altération, semblent favoriser la conservation du sol tels que la décomposition lente de la litière, des contextes d'abris sous roche ou les lacs.

D'une manière générale, les phytolithes âgés de quelques centaines à plusieurs millions d'années sont bien conservés dans tous les environnements de dépôts que ce soit dans les sédiments marins ou continentaux y compris les lœss (Blinnikov et al., 2002 ; Osterrieth et al., 2009). Cependant, leur

conservation peut différer selon les régions étudiées, le climat, la végétation, le sol ou encore le type de matériau étudié.

3.2.1.3. Etat des connaissances : la recherche phytolithique en Afrique

L'histoire de l'étude des phytolithes sur le continent africain commence tardivement, en 1965, avec une étude zoologique en Afrique de l'Est ayant comme objectif d'étudier les habitudes alimentaires des herbivores (Stewart, 1965). Stewart a analysé les excréments des animaux et plus particulièrement les phytolithes qu'ils contenaient. Depuis, les études se sont largement développées (Fig. 3.13). Elles ont porté sur la caractérisation des phytolithes issus de taxons végétaux ou de sols contemporains et sur l'étude de sédiments fossiles afin de reconstruire les conditions environnementales passées. Des études ont aussi été menées en contexte archéologique.

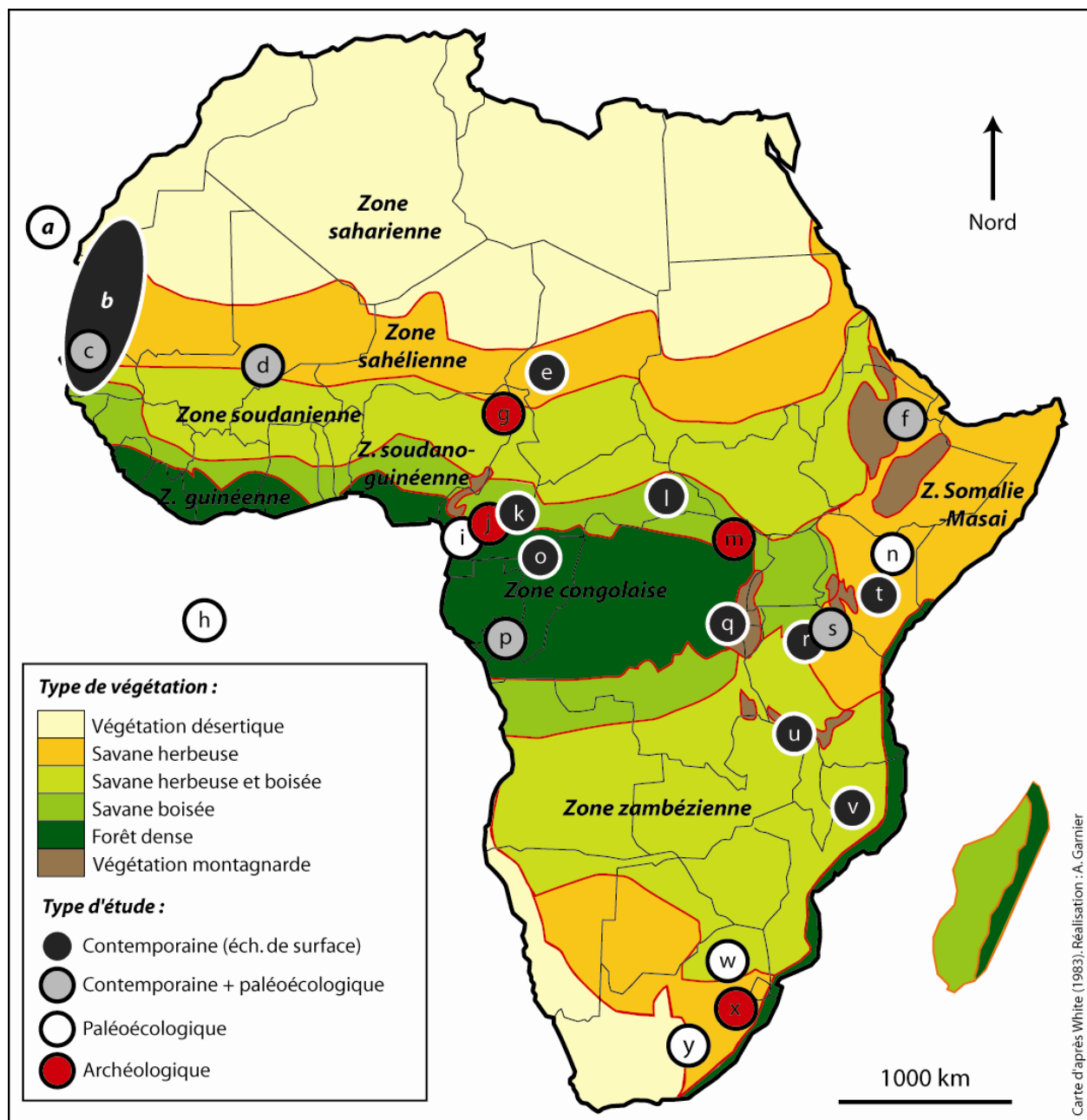
a. Les études contemporaines

- **Les analogues modernes de plantes et de sols**

L'étude des analogues modernes par l'identification des différents morphotypes extraits de taxons végétaux ou d'échantillons de sols contemporains a fait l'objet de nombreux travaux en Afrique. Cette investigation a réellement débuté en Afrique de l'Est avec les travaux de Palmer et ses collaborateurs qui ont largement étudié la formation des épidermes de feuilles des graminées (Palmer, 1976 ; Palmer et Tucker, 1981, 1983 ; Palmer *et al.*, 1985 ; Palmer et Gerbeth-Jones, 1986, 1988). Les graminées de cette région ont aussi été étudiées par Runge (1996) et plus récemment par Barboni et Bremond, (2009) qui ont identifié 60 morphotypes au sein de 10 sous-familles de Poaceae, ce qui représente au total 184 espèces analysées. Cette étude a permis de mettre en avant la relation entre les caractéristiques morphologiques des phytolithes (les cellules courtes "GSCP"), leur taxonomie et leur habitat. Lors de recherche paléoécologique, certaines études se sont intéressées en parallèle aux phytolithes contenus dans les plantes modernes afin de comprendre la signification taxonomique des différents morphotypes identifiés dans les échantillons fossiles et leur taux de production selon les différentes plantes. C'est ainsi qu'en Tanzanie, Bamford *et al.* (2006) ont étudié les phytolithes de Poaceae, de Cyperaceae, de Palmiers et d'arbres, et Albert *et al.* (2009) les phytolithes produits par deux espèces de Palmiers et les sols associés afin d'affiner l'interprétation paléoécologique d'assemblages phytolithiques datant du Pléistocène supérieur. De même, en Afrique de l'Ouest, dans la plupart des études paléoécologiques, les assemblages phytolithiques de sols modernes ont été étudiés en complémentarité des assemblages fossiles (Alexandre *et al.*, 1997a ; Barboni *et al.*, 1999 ; Neumann *et al.*, 2009). Les chercheurs du CEREGE se sont notamment intéressés à l'élaboration de fonctions de transfert entre indices phytolithiques et facteurs bio-climatiques (Alexandre *et al.*, 1999 ; Bremond *et al.*, 2005a, 2005b, 2008 ; Barboni *et al.*, 2007 ; Novello *et al.*, 2012). Ces études et les indices existants seront décrits ultérieurement.

En Afrique de l'Ouest, A. Fahmy (2008) a réalisé une étude morphologique des phytolithes de feuilles de 66 espèces de la tribu Paniceae. Eichhorn *et al.* (2010) ont caractérisé les phytolithes produits par les graines des Commelinaceae, famille dont chaque espèce a une écologie significative (adventices, zones humides...). Ils ont démontré que ces espèces produisent des phytolithes caractéristiques propres à chaque famille et permettent donc, en contexte d'étude paléoécologique d'affiner l'interprétation des assemblages phytolithiques. Plus récemment, une étude s'est intéressée aux phytolithes produits par la végétation des zones humides dans la région du lac Tchad (Novello *et al.*, 2012). À partir de l'analyse des phytolithes

produits par les tissus végétaux des Poaceae et des Cyperaceae ainsi que des échantillons modernes de sols, 80 morphotypes ont été différenciés.



a : Cape Barbas (Dister-Hass *et al.*, 1973); **b** : Sénégal et Mauritanie (Bremond *et al.*, 2005b); **c** : Lac de Guiers, Sénégal (Alexandre *et al.*, 1997a); **d** : Ounjougou, Mali (Neumann *et al.*, 2009); **e** : Lac Tchad (Novello *et al.*, 2012); **f** : Moyenne vallée de l'Awash, Ethiopie (Barboni *et al.*, 1999 ; WoldeGabriel *et al.*, 2009) ; **g** : Zilum, Nigeria (Fahmy et Magnavita, 2006); **h** : Carotte M16772 (Abrantes, 2003); **i** : Sud du Cameroun (Sangen *et al.*, 2011); **j** : Nkang, Cameroun (Mbida *et al.*, 2000 ; Mbida Mindzie *et al.*, 2001; Vrydaghs et Doutrelepont, 2000) ; **k** : Kandara, Cameroun (Bremond *et al.*, 2005a); **l** : Mkembe, République Centrafricaine (Runge, 1999); **m** : Ituri, République démocratique du Congo (Runge, 1999 ; Mercader *et al.*, 2000) ; **n** : Lac Simbi, Kenya (Mworia-Maitima, 1997) ; **o** : Lobéké, Cameroun (Runge et Fimbel, 1999) ; **p** : Lac Sinnda, Congo (Alexandre *et al.*, 1997a) ; **q** : Kivu, République démocratique du Congo (Runge et Runge, 1995 ; Runge, 1999) ; **r** : Olduvai, Tanzanie (Albert *et al.*, 2006, 2009; Bamford *et al.*, 2006, Barboni *et al.*, 2010, Albert et Bamford, 2012 ; Blumenschine *et al.*, 2012) ; **s** : Laetoli, Tanzanie (Rossouw et Scott, 2011) ; **t** : Mont Kenya, Kenya (Bremond *et al.*, 2008) ; **u** : Mont Rungwe, Tanzanie (Bremond *et al.*, 2008) ; **v** : Miombo, Mozambique (Mercader *et al.*, 2011); **w** : Tswaing, Afrique du Sud (McLean et Scott, 1999 ; Scott, 2002) ; **x** : KwaZulu-Natal, Afrique du sud (Schiegl *et al.*, 2004) ; **y** : Braamhoek, Afrique du Sud (Finné *et al.*, 2010)

En Afrique centrale, un travail pionnier a été mené par F. Runge (1999) sur les échantillons de surface de forêt et de savane. Il a permis d'identifier de nombreux phytolithes produits par les arbres, qui avaient été, à ce jour, encore peu étudiés pour le continent africain. Cette étude a attesté de la fiabilité des phytolithes comme outil paléobiologique pour des environnements caractérisés par une végétation plus fermée. Les assemblages phytolithiques ont notamment permis de distinguer la forêt humide de la savane du fait d'une part plus importante des phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses en forêt (55-80 %).

En Afrique australe, une collection de référence des assemblages phytolithiques a été produite au Mozambique à partir de l'étude des arbres de la forêt Miombo (Mercader *et al.*, 2009, 2011) et de ses Poaceae (Mercader *et al.*, 2010). Cordova et Scott, (2010) ont étudié les phytolithes extraits des tissus végétaux des Poaceae mais aussi des Cyperaceae et des Restionaceae afin de montrer leur intérêt paléoécologique en tant qu'indicateurs des variables climatiques tels que le volume des précipitations et leur saisonnalité ou encore la température.

b. Les études paléoenvironnementales

La majeure partie des études se sont tournées vers des périodes beaucoup plus anciennes allant du Pléistocène au Miocène afin de renseigner les conditions environnementales des premiers hominidés en Afrique de l'Est (Albert *et al.*, 2006, 2009 ; Bamford *et al.*, 2006 ; WoldeGabriel *et al.*, 2009 ; Barboni *et al.*, 2010 ; Albert et Bamford, 2012 ; Blumenshine *et al.*, 2012) et plus récemment en Afrique de l'Ouest avec la thèse d'Alice Novello (CEREGE) (Novello, 2012). Ainsi, l'étude des phytolithes menée en Ethiopie sur des sédiments de 4,4 millions d'années a démontré que les premiers hominidés vivaient dans une savane semi-ouverte caractérisée par une association de graminées et d'arbres et même de palmiers (WoldeGabriel *et al.*, 2009). D'après ces analyses phytolithiques, la représentativité des arbres se situe entre 40 et 65 % des assemblages et semble compatible avec les caractéristiques morphologiques des pieds, du bassin et des mains d'*Ardipithecus ramidus*, cette femelle hominidée datée de 4,4 millions d'années retrouvée dans les mêmes sédiments. En effet, la morphologie indique une locomotion tantôt arboricole, tantôt bipède (WoldeGabriel *et al.*, 2009). Les phytolithes contenus dans des sédiments volcaniques pour la période Pliocène (4,3 -2,66 Ma) ont également fait l'objet d'une étude récente (Rossouw et Scott, 2011). En Afrique australe, les études paléoécologiques ont essentiellement été pratiquées dans le cadre de deux études menées en Afrique du sud : l'une portant sur les sédiments du cratère Twaing pour la période allant du Paléolithique supérieur au 5^e millénaire BP (3^e mill. BC) (McLean et Scott, 1999 ; Scott, 2002) et l'autre sur les archives sédimentaires de la zone humide de Braamhoek couvrant les 16 derniers millénaires (Finné *et al.*, 2010).

En revanche, les études paléoenvironnementales holocènes menées à l'aide d'assemblages phytolithiques sont encore rares pour le continent africain. Anne Alexandre mena la première étude sur les enregistrements phytolithiques de sédiments continentaux holocènes en Afrique (Sénégal et Congo) (Alexandre *et al.*, 1997a). Ensuite, très peu d'études se sont intéressées à la période holocène. Barboni *et al.* (1999) ont analysé deux échantillons fossiles datant du Pléistocène et de l'Holocène. Neumann *et al.* (2009) se sont intéressés à l'étude de sédiments fluviatiles à Ounjougou (Mali) pour la période de l'Holocène ancien. Cette étude multi-proxies associant les assemblages phytolithiques, les pollens, les charbons et la micromorphologie des dépôts a permis de reconstruire les conditions environnementales de cette période charnière. Cette étude s'est penchée aussi sur la question de la taphonomie des phytolithes enregistrés dans les sédiments alluviaux. En contexte fluviatile, Sangen *et al.* (2011) se sont intéressés à l'enregistrement des assemblages phytolithiques comme marqueur de la végétation dans les sédiments fluviatiles datés du dernier maximum glaciaire. Les phytolithes permettent de montrer une grande variabilité de la végétation pour

cette période qui dépend des conditions géomorphologiques et hydrologiques du secteur étudié. Les assemblages phytolithiques ont aussi été étudiés dans des sédiments lacustres. Ainsi, Mworio-Maitima (1997) a mené une étude multi-proxies (pollens, phytolithes, charbons) des sédiments lacustres du lac Simbi (Kenya), datés du 5^{ème} au 3^{ème} millénaire BP (3^e-1^e mill. BC). En comparaison avec d'autres indicateurs biologiques (pollens et charbons), l'analyse des phytolithes a permis de montrer une expansion de la savane et notamment une augmentation de la diversité des graminées après une période de feux intenses. Enfin, les phytolithes issus des carottes marines prélevées dans l'Océan Atlantique au large de l'Afrique de l'Ouest et Equatoriale ont aussi été investigués afin de reconstruire les conditions climatiques et atmosphériques de la transition Pléistocène-Holocène (Diester-Haass *et al.*, 1973) et des derniers 340 000 années (Abrantes, 2003).

c. Les recherches archéologiques

Malgré leur potentiel, les phytolithes ont été à ce jour, peu étudiés dans le domaine de l'archéologie en Afrique.

En Afrique centrale, les sédiments et les résidus calcinés prélevés sur des fragments de céramiques de plusieurs fosses à Nkang dans le sud du Cameroun datant de 2500 cal. BP, ont fait l'objet d'une étude phytolithique. Des phytolithes caractéristiques de la banane (*Musa* sp.) ont mis en évidence la plus vieille trace de ce fruit, originaire d'Asie, sur le continent africain (Mbida *et al.*, 2000 ; Mbida Mindzie *et al.*, 2001; Vrydaghs *et al.*, 2001). En République du Congo, Mercader et ses collaborateurs ont fouillé des sites archéologiques situés à Ituri, datant du dernier maximum glaciaire comportant des outils caractéristiques du Paléolithique inférieur. Les assemblages phytolithiques indiquent que même pendant cette période froide et aride, les précipitations n'ont pas diminué assez et que la forêt n'a jamais été remplacée par la savane (Mercader *et al.*, 2000).

En Afrique de l'Ouest, Fahmy et Magnavita, (2006) ont étudié les phytolithes de Poaceae dans les fosses de Zilum (Nigeria) datant de 2500 cal. BP. Cette étude a permis d'indiquer que l'utilisation des fosses était destinée au stockage des céréales. Récemment Radomski et Neumann, (2011) se sont penchés sur les phytolithes conservés dans quatre meules afin de déterminer les espèces consommées par les populations. Les meules proviennent de différents sites en Afrique boréale et datent de périodes différentes: Waki Bakht (Egypte, 7^e -6^e mill. BP ; 5^e - 4^e mill. BC), Conicall Hill (Soudan, 6300 BP ; 4300 BC), Dorota (Nigeria, 1500-1300 BP ; 5^e-7^e siècle AD) et Ungwar Kura (Nigeria, 2500-1750 BP ; 500BC-200AD) (Radomski et Neumann, 2011).

En Afrique australe, Schiegl *et al.* (2004) ont étudié les phytolithes en contexte archéologique et notamment dans les cendres et les sédiments de la cave de Sibudu (Afrique du Sud) au cours du Paléolithique moyen. Ils démontrent que les phytolithes, qui s'altèrent avec la chaleur intense, sont de très bons marqueurs de l'utilisation du feu.

Ainsi, en Afrique, les phytolithes ont essentiellement été utilisés afin de développer des fonctions de transfert et de connaître les environnements végétaux des premiers hominidés. Cependant, l'Holocène a été peu étudié alors que les phytolithes représentent un indicateur alternatif en particulier dans les milieux secs et pauvres en vestiges biologiques des régions soudano-sahéliennes.

3.2.1.4. Bilan : Le choix des phytolithes comme indicateur biologique

Les restes végétaux conservés dans les sols et sédiments sont d'origine variée. On retrouve des éléments microscopiques (grains de pollens et spores, phytolithes, micro-charbons...) et des éléments macroscopiques (graines, feuilles, charbons de bois...). Les études portant sur la reconstruction des dynamiques végétales sur le long terme utilisent principalement quatre indicateurs biologiques : les **pollens** qui sont les plus employés, les **charbons** qui sont majoritairement utilisés en contexte archéologique, les **micro-charbons** et enfin les **phytolithes**.

Nous avons comparé ces quatre indicateurs entre eux selon différents critères. Les avantages et limites propres à chacun de ces indicateurs varient selon le contexte sédimentaire étudié et selon les objectifs recherchés (Tab.3.4).

Indicateur biologique	Origine spatiale	Conservation dans les sédiments		Représentation de la végétation			Indicateur d'anthropisation des milieux	
		Détritiques	Organiques	Strate Arborée	Zone humide	Strate graminéenne	Feux	Agriculture
Pollens	Régionale	Mauvaise	Bonne	Bonne	Bonne	Mauvaise	Moyen	Mauvais
Charbons	Locale	Bonne	Bonne	Bonne	Mauvaise	Mauvaise	Bonne	Mauvais
Micro-charbons	Locale et régionale	Bonne	Bonne	–	–	–	Bonne	Mauvais
Phytolithes	Locale et régionale	Bonne	Bonne	Moyenne	Moyenne	Bonne	Bonne	Moyenne

Réalisation : A. Garin

Tableau 3.4 : Limites et avantages des pollens, des charbons, des micro-charbons et des phytolithes selon le matériau étudié pour la zone intertropicale.

La conservation de ces restes végétaux est aléatoire. D'une manière générale, ils sont mieux préservés dans les contextes humides, ce qui explique pourquoi la majeure partie des études paléoenvironnementales en zone semi-aride sont conduites en contexte lacustre et dans les mares. Cependant, il arrive parfois que des conditions arides extrêmes ou même la carbonisation favorisent la conservation de certains éléments végétaux comme les graines et le bois. Ainsi, la reconstitution des conditions environnementales passées est étroitement liée à la bonne conservation des sédiments analysés.

a. Les pollens

Les végétaux phanérogames produisent des quantités considérables de spores ou de grains de pollens. À partir de l'identification des critères de reconnaissance (la forme, la taille, le nombre d'ouvertures, la structure de la paroi), il est possible d'identifier la plante émettrice. C'est le principal avantage de l'utilisation des pollens comme bio-indicateur de la végétation car ils sont produits par toutes les plantes et sont distincts selon les espèces. On peut tout de même émettre quelques limites. Premièrement, il n'est pas possible de distinguer les différentes sous-familles de Poaceae même si dans les zones tempérées, les spores de céréales peuvent être différenciés de ceux des autres graminées. Enfin, il est admis que les plantes produisent des quantités variables de pollen et que les plantes entomogames, qui pollinisent par le biais des insectes, disséminent peu leur pollen, alors que le pollen des anémogames dont la dissémination est assurée par le vent est largement dispersé. Il est donc crucial avant toute interprétation de connaître la production pollinique et le mode de dispersion des espèces afin de savoir si elles sont sous ou sur-représentées dans la

pluie pollinique par rapport à la réalité du terrain. Enfin, grâce à l'exine, qui est la membrane externe du pollen, ces derniers se préservent dans les milieux humides anoxiques car elle est très résistante à la corrosion. En revanche, l'exine est détruite si le pollen se dépose dans un milieu riche en oxygène et propice à l'activité des micro-organismes. De même, la granularité des sédiments est déterminante dans la conservation des pollens. Il est rare qu'au-dessus des sables fins, le matériel sporo-pollinique soit suffisamment abondant pour mener une étude (Richard, 1999).

b. Les charbons de bois et les micro-charbons

Les charbons de bois peuvent être identifiés soit en contexte archéologique, soit en contexte naturel. En contexte archéologique, l'**origine des charbons de bois** est locale et résulte le plus souvent de feux domestiques. En revanche, pour les charbons de bois retrouvés hors de tout contexte archéologique, leur origine peut être soit locale (feux de végétation) ou extra-locale si ils ont été transportés (apports alluviaux et colluviaux). Dans ce cas, la nature de la carbonisation de la végétation est variable : incendies naturels, essartages, feux de nettoyage etc... L'identification des essences présentes dans les charbons de bois est réalisée à partir de la reconnaissance anatomique du bois issu de référentiels actuels ce qui permet de distinguer le genre voire l'espèce. Cependant, le transport des charbons par l'eau peut fortement les dégrader jusqu'à les rendre poussières. Ainsi, on peut supposer que les charbons découverts dans les archives sédimentaires fluviales ne sont pas représentatifs d'une végétation provenant d'une zone très étendue mais plutôt de la végétation locale voire extra-locale.

L'étude des micro-charbons contenus dans les sédiments est appelée dans le jargon scientifique : le signal incendie. L'origine des micro-charbons dépend de nombreux facteurs (eau, vent, apports colluviaux). Ces particules microscopiques sont en effet facilement mobilisables. Cette méthode repose sur la quantification et caractérisation des résidus carbonisés dans les sédiments naturels. Elle peut être réalisée à partir de l'analyse de lames minces, de lames palynologiques ou par tamisage. Une quantification des particules est réalisée ainsi qu'une observation de la morphologie (forme) et de la réflectance des micro et macro-charbons (Le Drézen, 2008). Cette méthode permet d'établir l'histoire et le mécanisme des incendies, notamment les périodes de mises à feu et l'intensité des feux.

c. Les phytolithes : un bon indicateur ?

Le principal avantage des phytolithes par rapport aux autres indicateurs biologiques tient de leur très bonne **conservation** dans tous les types de sédiments et de milieux. En effet, grâce à leur structure siliceuse, ils sont préservés dans des sédiments argileux ou détritiques datant parfois de plusieurs milliers d'années. Les pollens quant à eux, ne se conservent que dans des sédiments fins anoxiques. Ainsi, pour notre étude qui porte sur des archives sédimentaires fluviales, de nature majoritairement détritique, le choix des phytolithes comme indicateur de la végétation passée s'est imposé. Il est ainsi possible de reconstruire la végétation holocène du bassin versant du Yamé à partir d'archives sédimentaires d'origine fluviales, palustres et lacustres.

Même si les phytolithes sont souvent rejetés en raison de leur manque d'informations taxonomiques pour la reconstruction des dynamiques végétales et notamment pour la strate arborée, la distinction entre les différentes sous-familles de **Poaceae** est un avantage considérable pour cette recherche. En effet, en domaine tropical, les Poaceae sont plus variées qu'en milieu tempéré et leur répartition est déterminée par les conditions climatiques qui opèrent à l'échelle régionale ou locale. Chaque sous-famille de Poaceae est caractéristique d'un environnement particulier et la possibilité de connaître la taxonomie des Poaceae

enregistrées dans des sédiments fossiles permet de les identifier. Ainsi, certains auteurs ont démontré qu'il était possible de distinguer grâce aux phytolithes la nature des savanes : d'influence sahélienne, dominée par les graminées courtes adaptées à l'aridité (Chloridoideae) ou d'influence soudanienne, caractérisée par des graminées hautes adaptées à des conditions plus humides (Twiss *et al.*, 1969 ; Bremond *et al.*, 2005b ; Barboni *et al.*, 2007 ; Barboni et Bremond, 2009 ; Novello *et al.*, 2012). En revanche, la définition précise des taxons de la strate arborée est le point faible des phytolithes en comparaison avec les pollens ou les charbons, qui eux permettent de connaître précisément de quelle espèce il s'agit. Cependant, une étude des phytolithes conduite en complémentarité avec une étude des pollens permet une très bonne connaissance de la composition végétale passée.

Les phytolithes ont été, jusqu'à aujourd'hui peu utilisés comme marqueur de l'**anthropisation des milieux**. Pourtant, la possibilité de distinguer les phytolithes brûlés de ceux non-brûlés est un atout considérable dans la compréhension des relations Nature/Société. La palynologie ne permet pas de discriminer les pollens brûlés alors que les charbons ne vont principalement représenter que les espèces arborées brûlées. Seuls quelques charbons de plantes non arborées, telles que les Bambusoideae, vont être conservés une fois brûlés. De même, l'étude des micro-charbons ne permet pas de faire la distinction entre les grands ensembles de la végétation même entre les espèces arborées et graminéennes. Avec les phytolithes, il est possible d'indiquer quel type de végétation a été brûlé, que ce soit la strate arborée, les Poaceae et même des espèces telles que les Cyperaceae. Enfin, la possibilité de différencier selon les morphotypes les différentes familles de Poaceae laisse entrevoir la possibilité de détecter la pratique de l'agriculture grâce aux phytolithes. Cela a déjà été prouvé en Asie pour le riz (Pearsall *et al.*, 1995 ; Zhao *et al.*, 1998 ; Zhao et Piperno, 2000) ou en Amérique latine pour le maïs (i.e Pearsall, 1978, 2002 ; Pearsall *et al.*, 2003 ; Piperno, 1984, 1985 ; Piperno et Pearsall, 1993, 1998) mais pas encore pour les espèces domestiquées africaines comme le mil ou le sorgho (Radomski et Neumann, 2011).

Le dernier avantage des phytolithes réside dans leur **taphonomie** qui est différente selon leur mode de transport. Les pollens sont principalement transportés par le vent puis par l'eau, ce qui renvoie à une origine régionale alors que les charbons même si ils peuvent être transportés par l'eau, sont déposés localement. En revanche, les phytolithes peuvent être originaires de plusieurs échelles spatiales : locale, extra-locale ou régionale. D'une manière générale, les phytolithes sont issus de la désagrégation *in situ* des plantes. Cependant, différents facteurs peuvent intervenir dans le processus de dispersion des phytolithes et leur enregistrement dans les archives sédimentaires indique qu'ils ont été transportés avec les sédiments. L'interprétation spatiale de la représentativité de la végétation va dépendre de l'énergie avec laquelle ils ont été transportés mais aussi des conditions environnementales du site. La définition des échelles spatiales représentées est fondamentale dans la compréhension du fonctionnement des milieux holocènes.

3.2.2. Procédures de laboratoire : extraction et comptage des phytolithes

3.2.2.1. Extraction des phytolithes

L'extraction des phytolithes a été réalisée par J. Markwirth, assistante technique au laboratoire Archäologie und Archäobotanik Afrikas" de l'Université de Francfort sur le Main (Allemagne). Selon les échantillons, entre 15 et 20 g de sédiment sec ont été traités d'après la méthode standard décrite dans Piperno (2006, p 90) afin d'en extraire le matériel siliceux. Cette procédure repose sur 6 étapes principales : (1) Dispersion des sédiments avec EDTA (acide éthylène diamine tétraacétique) ; (2) Elimination des sédiments sableux et autres constituants grossiers à l'aide d'un tamis de 250 µm ; (3) Elimination des argiles par processus de décantation ; (4) Elimination des carbonates avec de l'acide

chlorhydrique HCl 10% ; (5) Destruction de la matière organique avec de l'eau oxygénée H₂O₂ et enfin, (6) Extraction des phytolithes par séparation densimétrique (solution de bromure de zinc ZnBr₂ d = 2,30-2,35).

3.2.2.2. Observation et comptage des phytolithes

Les phytolithes et autres matériaux siliceux extraits des sédiments ont été ensuite montés entre lame et lamelle avec du benzyl benzoate ce qui permet d'observer les phytolithes en trois dimensions et de les déplacer. Il facilite l'identification des cellules courtes de Poaceae notamment.

Pour chaque échantillon, un minimum de 200 phytolithes diagnostiques comptés a été requis afin d'avoir une interprétation statistique robuste. Enfin, les phytolithes non diagnostiques (cellules longues, trachéides, ...) ainsi que les diatomées, spicules d'éponges et les particules charbonneuses ont été comptés mais exclus de la somme. Enfin, une distinction a été faite entre les phytolithes brûlés, noirs opaques des autres phytolithes translucides ou bruns.

3.2.3. Classification des phytolithes

L'objectif de ce travail est de s'intéresser à l'enregistrement des phytolithes dans des archives sédimentaires et d'en comprendre leur signification spatiale afin de proposer une interprétation des dynamiques de végétation. Cependant, avant cette étape finale, il a été nécessaire de déterminer l'origine taxonomique des phytolithes contenus dans les dépôts de la vallée du Yamé. Ce travail de classification des différents morphotypes a été initié puis mené en collaboration avec K. Neumann (Neumann *et al.*, 2009). Il repose sur une recherche bibliographique ainsi que sur l'étude d'une collection de référence (bois, feuille, fruit etc...) de taxons soudano-sahéliens de l'Université Goethe⁴ et du musée Senckenberg de Francfort sur le Main (Allemagne).

La taxonomie des phytolithes correspond à la description et au classement des morphotypes selon le taxon dont ils sont originaires. Elle a depuis toujours été le problème majeur des phytolithologues. En raison des phénomènes de redondance et de multiplicité propres aux phytolithes, il n'existe pas de relation simple entre les différents morphotypes et leur taxon. Cependant, une grande partie des morphotypes identifiés jusqu'à aujourd'hui peut néanmoins être reliée à de grands groupes végétaux : les monocotylédones et les dicotylédones qui appartiennent au groupe des Angiospermes⁵. De manière très simplifiée, on peut différencier ces deux classes comme ceci : les monocotylédones, dont la principale caractéristique est l'unique embryon à un cotylédon (une seule préfeuille), correspondent dans l'ensemble aux Poaceae et aux herbes. Même si certaines monocotylédones ont un port arborescent tel que les Palmiers, il n'y a pas de formation de bois au sens strict. Les monocotylédones ne produisent souvent que des tiges annuelles. Lorsque les tiges sont vivaces comme chez les Palmiers ou de grande taille comme chez les bambous, la grosseur de la tige reste sensiblement constante. Les dicotylédones ont, en revanche, un embryon à deux cotylédons (deux préfeuilles) et mis à part beaucoup de dicotylédones aquatiques, on note

⁴ Institut des Sciences Archéologiques. Archéologie et Archéobotanique en Afrique, sous la direction de K. Neumann et P. Breunig.

⁵ Les Angiospermes regroupent les plantes à fleurs. On les distingue des Gymnospermes dont la plupart sont des conifères, dominant dans les régions caractérisées par un climat froid.

la présence d'une assise génératrice, le cambium, qui permet à la tige de s'accroître en épaisseur en prenant de l'âge. C'est particulièrement marquant pour le tronc des grands arbres.

Dans notre classification taxonomique, nous avons fait le choix de distinguer les **Poaceae**, qui font partie des monocotylédones, les **dicotylédones ligneuses**, et enfin une dernière catégorie avec des **familles spécifiques** qui rassemblent les monocotylédones qui ne sont pas des Poaceae et les dicotylédones non-ligneuses. L'anglais a été utilisé dans la nomination des différents morphotypes observés dans un souci d'harmonisation avec le code de la nomenclature des phytolithes (ICPN⁶), rédigé en anglais (Madella *et al.*, 2005). Ce code fait suite aux discussions qui ont eu lieu au cours du 3^{ème} Meeting international sur la recherche phytolithique à Bruxelles en 2000 et qui ont souligné l'urgence de créer un code standardisé sur la nomenclature des phytolithes. En effet, auparavant, les chercheurs étaient confrontés à un nombre incalculable de noms, synonymes et homonymes pour un seul morphotype. Un groupe de travail créé lors de cette conférence a ainsi permis la rédaction de cet article sous la responsabilité de trois chercheurs : M. Madella, A. Alexandre et T. Ball. L'objectif était de standardiser et harmoniser le nom et la description des morphotypes afin de faciliter la recherche, la comparaison et la communication entre les différents chercheurs (Madella *et al.*, 2005). Ainsi, chaque morphotype, dans la mesure du possible, a été décrit et nommé selon ce code.

3.2.3.1. Taxonomie et signification écologique et paléoécologique des Poaceae

Les Poaceae forment une importante famille botanique qui fait partie des monocotylédones. On dénombre dans la famille des Poaceae plus de 10000 espèces en plus de 700 genres (Piperno, 2006). Elles sont communément appelées herbes malgré le fait que des plantes telles les bambous font aussi partie des Poaceae. Enfin, celles-ci représentent un intérêt majeur dans le développement et la survie de l'humanité puisqu'elles assurent une grande partie de la nourriture des hommes et du bétail.

Depuis 2001, une nouvelle classification phylogénique a été mise en place avec la reconnaissance de douze sous-familles au lieu de cinq (GPWG 2001 ; Kellogg 2001). Ces différentes sous-familles sont souvent caractérisées selon leur mode de métabolisme. Il existe chez les végétaux deux principales voies métaboliques d'assimilation du gaz carbonique atmosphérique. Le type de photosynthèse de la plante est déterminé par le nombre d'atomes de carbone de la molécule organique formée en premier lors de la fixation du CO². Ainsi on est amené à différencier la voie à 3 atomes de carbone, notée **C3**, de celle faisant intervenir un intermédiaire à 4 atomes de carbone et qui sera notée **C4**. Les plantes dites en "C3" sont caractéristiques d'un mode de photosynthèse où le taux d'oxygène et la température sont modérés (climat froid à tempéré). Les plantes avec un métabolisme dit en "C4" sont apparues plus tardivement dans l'évolution, il y a 30 millions d'années. Cette adaptation de la plante au stress hydrique, évite la photorespiration, ce qui leur permet d'absorber du CO² sans perdre trop d'eau et de s'adapter à des conditions climatiques chaudes et arides.

Ainsi, à l'échelle du globe, les sous-familles les plus communes sont les **Pooideae** qui ont un cycle photosynthétique en C3. Elles correspondent à la plupart des graminées sauvages mais aussi aux principales céréales des climats tempérés (blé, orge, seigle). En zone tropicale, cette sous-famille n'est présente que dans les régions montagneuses de hautes altitudes. Les **Panicoideae** sont principalement des graminées à cycle photosynthétique en C4. Elles sont caractéristiques des habitats humides en zone tropicale et subtropicale même si quelques espèces semblent être adaptées à des conditions plus arides. En Afrique de

⁶ International Code for Phytolith Nomenclature 1.0

l'Ouest, elles correspondent aux herbes hautes de savanes soudaniennes et guinéennes mais incluent aussi le maïs, la canne à sucre, le sorgho ou encore le mil. Les **Chloridoideae** ont toutes un métabolisme en C4. Elles ont toutes sont majoritairement localisées dans les zones arides où les pluies sont irrégulières et faibles et les températures élevées ($>10^{\circ}\text{C}$) (Twiss, 1992). Elles correspondent aux herbes basses de la savane sahélienne, adaptées à l'aridité. Les **Ehrhartoideae**, graminées en C3, sont des plantes aquatiques ou forestières et comprennent également le riz domestiqué (*Oryza glaberrima* en Afrique). Enfin, les **Bambusoideae**, qui ont un cycle photosynthétique aussi en C3, correspondent aux bambous qui sont presque exclusivement localisés en zone tropicale. Dans notre région d'étude, seule l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* est observée. Elle indique un milieu humide mais ouvert en raison de son caractère héliophile (Birnbaum, 2012). Ainsi, elle ne pousse qu'en zone soudano-guinéenne, là où les précipitations sont suffisantes, mais peut être observée dans différents environnements : le long des cours d'eau temporaires sur les berges, au sein de la forêt galerie lorsque la strate arborée n'est pas trop haute ou en bordure de celle-ci à la transition avec la savane (Fig.3.14). La sous-famille **Aristidoideae**, dont le métabolisme en C4, concernent des plantes xérophytes et de basses altitudes.



Figure 3.14 : Observation de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* sur les berges (A) et en marge (B) d'un cours d'eau temporaire de la région de Kita (Mali).

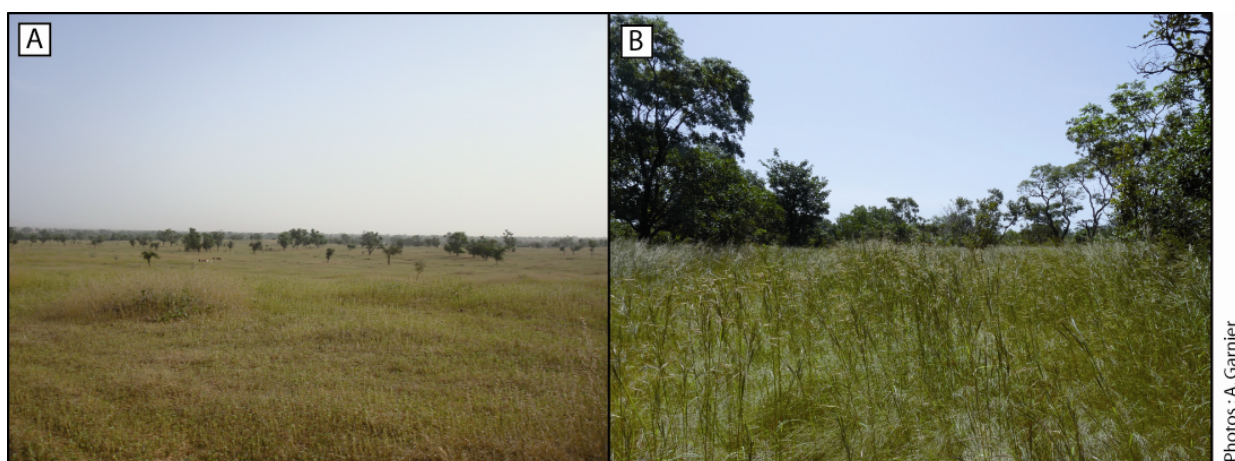


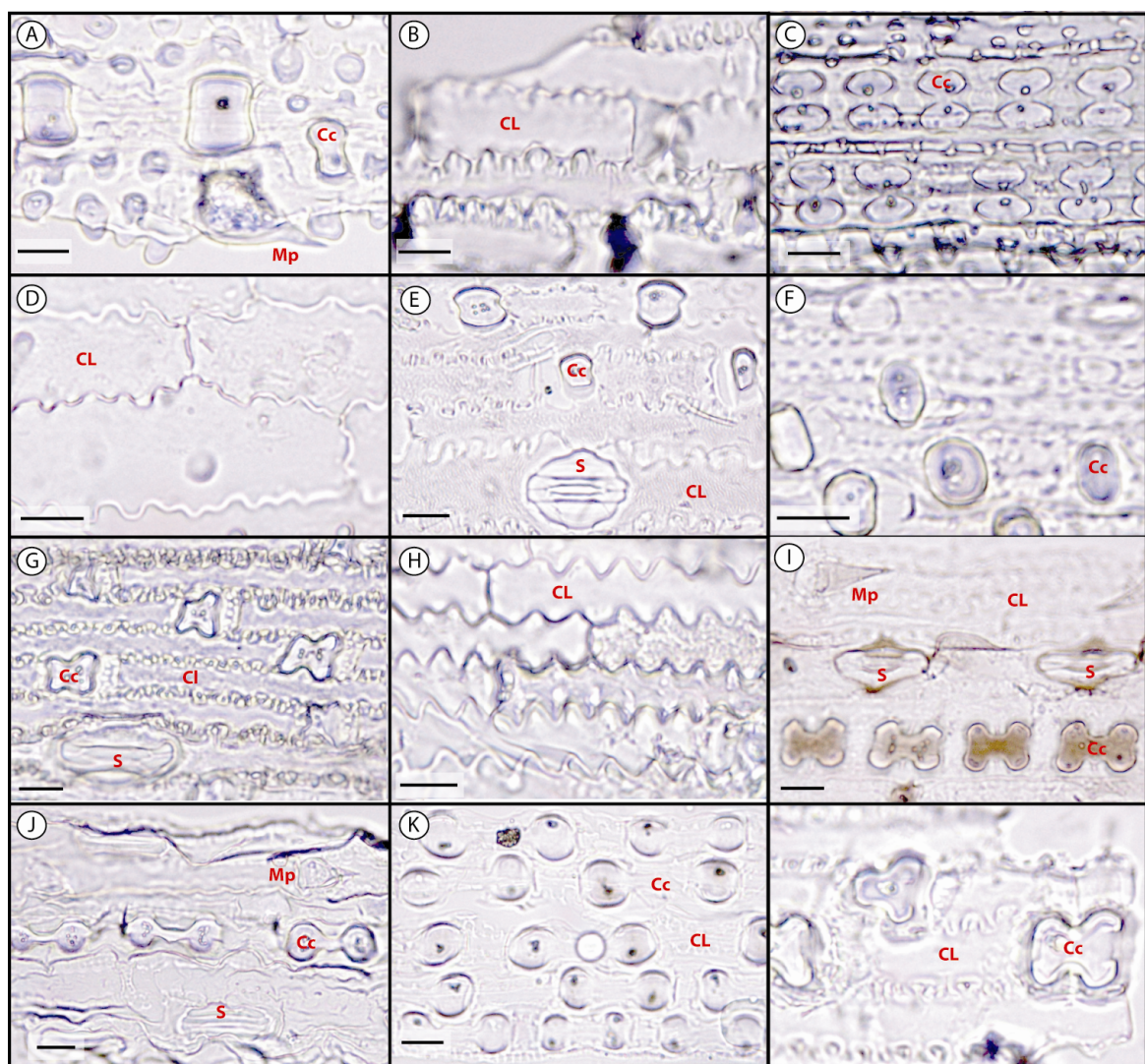
Figure 3.15 : Les deux principaux types de savanes ouest-africaines. (A) Savane sahélienne à *Chloridoideae* (Pays Dogon, Mali) et (B) Savane soudanienne à *Panicoideae* (Région de Kita, Mali).

En Afrique de l'Ouest, les savanes sont caractérisées soit par des savanes à *Chloridoideae* (herbes basses) en zone sahélienne soit par des savanes à *Panicoideae* (herbes hautes) dans la zone plus humide soudanienne (Fig.3.15). Dans les régions où les *Poaceae* sont dominantes et où les deux types de métabolisme sont (ou

ont été) susceptibles de se côtoyer, les phytolithes de cellules courtes représentent des marqueurs paléoenvironnementaux particulièrement efficaces. Ces cellules courtes sont d'ailleurs souvent utilisées afin de créer des indices révélateurs de dynamiques climatiques et environnementales (Diester-Haass *et al.*, 1973 ; Alexandre *et al.*, 1997a ; Bremond *et al.*, 2005a, 2005b, 2008 ; Novello *et al.*, 2012).

3.2.3.2. Les phytolithes diagnostiques de sous-familles de Poaceae : Grass short cell Phytoliths (GSCP)

Les phytolithes produits par les Poaceae ont été les plus étudiés et les plus utilisés comme référence dans la reconstruction des paysages modernes et fossiles. Ceci peut s'expliquer par le fait que (1) toutes les espèces de graminées produisent des phytolithes et que (2) les cellules courtes en particulier, ont des caractéristiques morphologiques différentes et distinctes selon les sous-familles de Poaceae qui les produisent (Twiss *et al.*, 1969 ; Palmer *et al.*, 1985 ; Piperno, 1988 ; Mulholland, 1989 ; Twiss, 1992 ; Kondo *et al.*, 1994 ; Bremond *et al.*, 2005b ; Barboni *et al.*, 2007).



Photos: A. Garnier

A-B : Bambusoideae ; C : Ehrhartoideae ; D-F : Chloridoideae ; G-I : Panicoideae ; K-L : Aristidoideae

A-B : *Oxytenanthera abyssinica* ; C : *Oryza glaberrima* ; D : *Dactyloctenium aegyptium* ; E : *Tragus racemosus* ; F : *Eragrostis tremula* ;

G : *Hypharrhenia rufa* ; H : *Sorghum bicolor* ; I : *Andropogon pseudacripus* ; K : *Aristida funicularata* ; L : *Aristida ascienonsis*

S : Stomate ; CL : Cellule longue ; Cc : Cellule courte ; Mp : Micro poil

Figure 3.16 : Spodogrammes de feuilles de Poaceae réalisés à partir d'échantillons extraits de plantes modernes.

Toutes les classifications utilisées aujourd'hui concernant les phytolithes produits par les Poaceae ont pour référence les travaux de Twiss et ses collaborateurs (Twiss *et al.*, 1969) qui elle-même dérivent des travaux pionniers de Grob (1896), de Prat (1932) ou de Metcalfe (1960) pour n'en citer que les principaux. Ainsi, dans l'épiderme des feuilles de Poaceae, des phytolithes de différentes formes peuvent être identifiés : les cellules longues, les cellules courtes, les trichomes (poils), les stomates et les papilles (Fig.3.16).

Les cellules longues et courtes sont nécessaires au bon maintien de la plante. Les stomates sont des orifices qui permettent les échanges gazeux entre la plante et l'atmosphère. Les poils (trichomes) présents sur les organes aériens arborent différentes fonctions (absorption, protection...). Les stomates et les papilles sont cependant rarement identifiés dans les échantillons de sols et les sédiments fossiles. Dans la classification de 1969, Twiss *et al.*, distinguent deux grandes classes de phytolithes produits par les Poaceae: les cellules courtes (***Grass Short Cell Phytoliths***) et les cellules longues (***Elongate***). Cependant, seules les cellules courtes permettent de différencier les sous-familles de Poaceae.

Les cellules courtes sont disposées entre les cellules longues et sont très tôt indurées par le silicium (Fig.3.16). Leur morphologie est différente selon les sous-familles qui les produisent ce qui leur procure une valeur taxonomique affirmée puisqu'ils peuvent apporter des informations sur l'écologie du milieu étudié (Fig.3.17).

À l'origine, Twiss *et al.* (1969) proposèrent trois classes principales de phytolithes de cellules courtes, correspondant aux trois grandes sous-familles de Poaceae présentes dans la végétation des grandes plaines américaines (Brown, 1984 ; Rapp et Mulholland, 1992, Fredlund et Tieszen, 1994) :

- Les GSCP "bilobate" et "cross" correspondant aux Panicoideae.
- Les GSCP "saddle" correspondant aux Chloridoideae.
- Les GSCP "rondel", "ovate" et "rectangle" pour les Pooideae.

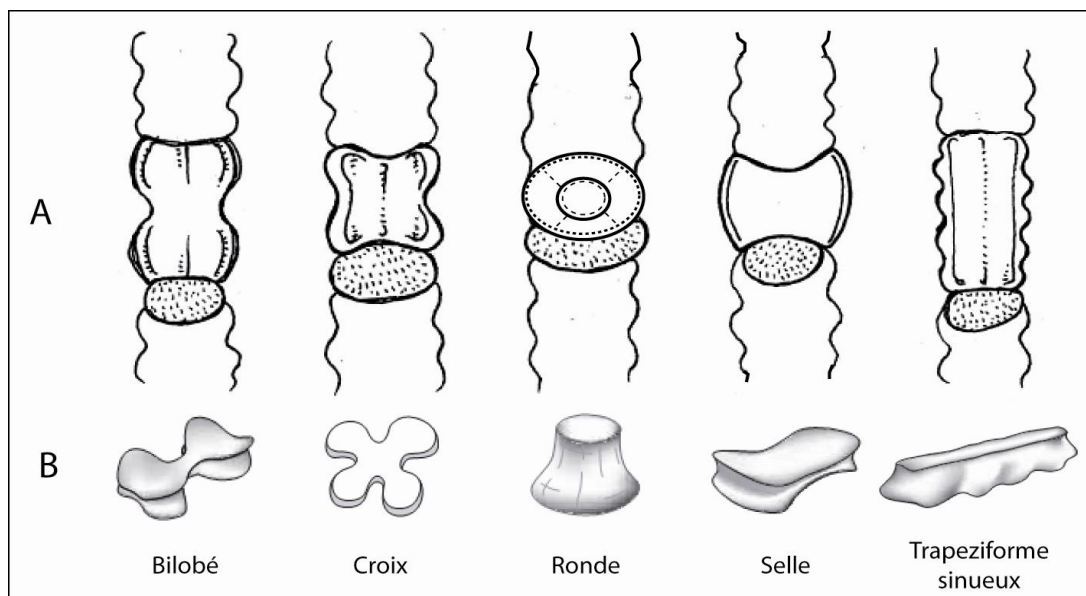


Figure 3.17 : Principaux morphotypes produits dans les épidermes de graminées

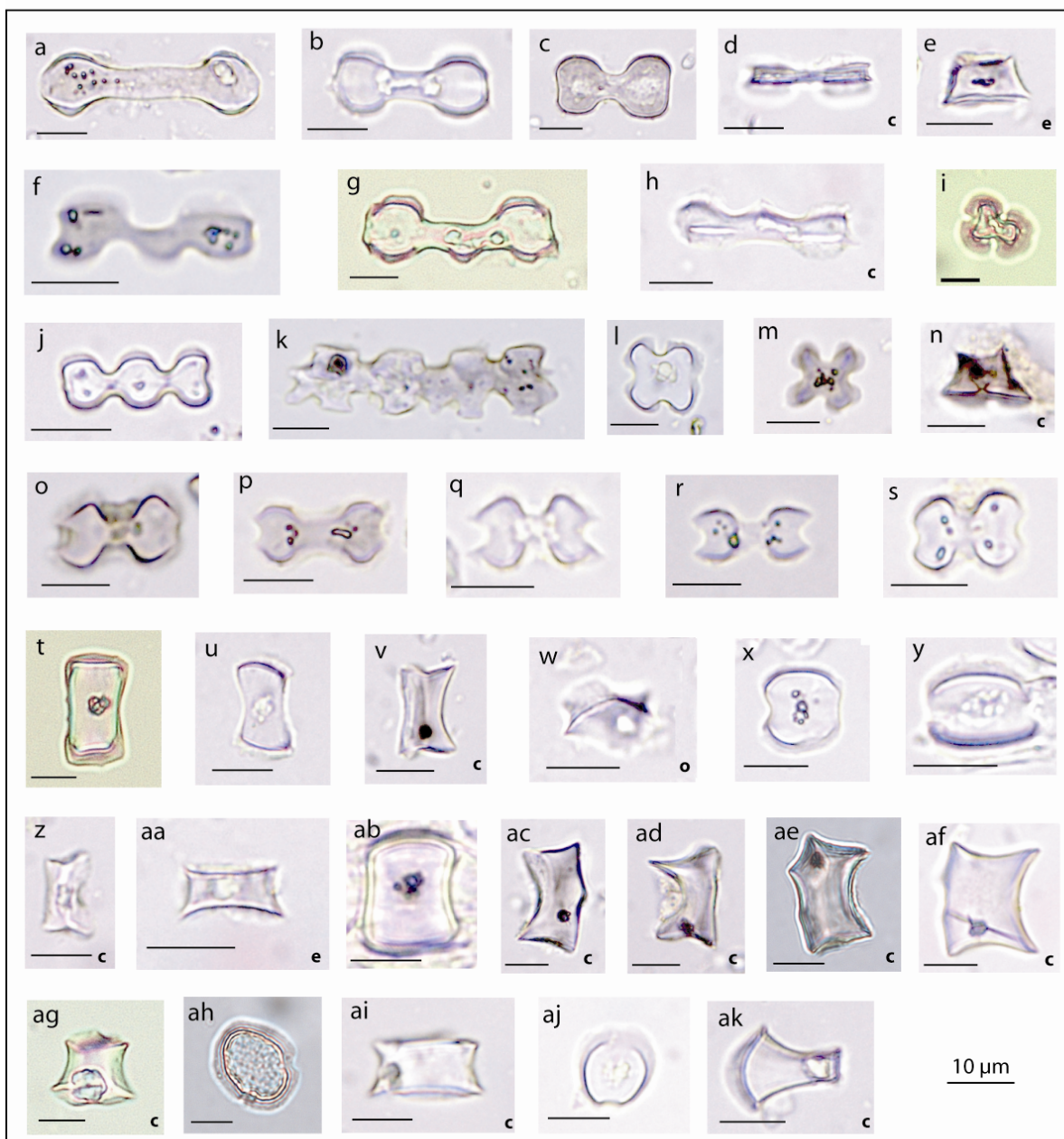
(A) Disposition des cellules courtes dans l'épiderme (vue de dessus) (d'après Prat (1948), modifié) ; (B) Cellules courtes en 3D (Madella *et al.*, 2005)

Depuis, la recherche sur la taxonomie des phytolithes de Poaceae a été affinée et on a remarqué que la relation entre morphotypes et sous-familles n'était pas aussi linéaire et que certains de ces morphotypes pouvaient être produits au sein d'autres sous-familles (phénomène de redondance) (Barboni et Bremond, 2009). En Afrique de l'Ouest, des études récentes se sont intéressées aux cellules courtes ("Grass short cell phytoliths") produites par les Poaceae afin d'établir un système de classification plus fine que celui proposé par Twiss et ses successeurs (Barboni et Brémond, 2009 ; Fahmy, 2008 ; Neumann *et al.*, 2009 ; Rossouw, 2009 ; Cordova et Scott, 2010 ; Mercader *et al.*, 2010 ; Novello *et al.*, 2012 ; Cordova, 2013). Par exemple, Barboni et Bremond, (2009) ont identifié 60 GSCP différents au sein de 10 sous-familles de Poaceae, ce qui représente au total 184 espèces analysées et Novello *et al.* (2012) par l'étude des tissus végétaux des Poaceae et des Cyperaceae ainsi que des échantillons modernes de sols en ont différencié 38. Cependant, ce système de classification fine n'est pas harmonisé entre toutes ces études. En effet, lorsqu'une même espèce est étudiée par différents auteurs, les morphotypes identifiés ne sont pas identiques (Neumann *et al.*, soumis). Cela s'explique, non pas par la qualité d'identification des morphotypes par les chercheurs, mais par la diversité et la variabilité des GSCP produits par les Poaceae. L'utilisation de système de classification fine avait déjà été questionnée par Barboni et Bremond, (2009) qui avait conclu que la distinction entre les principaux morphotypes identifiés permet de discriminer certaines sous-familles de Poaceae dans les échantillons fossiles et ainsi d'obtenir des informations sur les conditions paléoécologiques des milieux. Pour cette raison, nous avons fait le choix ici de travailler avec un système de classification plus simple en différenciant seulement dix morphotypes (Tab.3.5 et Fig.3.18). De même, lorsque l'on travaille sur des échantillons fossiles où les phytolithes sont parfois mal conservés, il semble plus prudent d'utiliser un système de classification simple.

ICPN Nomenclature	Morphotype description	Fig.no	Size (µm)	Origin	Reference
Bilobate	Bilobate with straight or rounded/convex end lobes	3.9 a-e	13-25	Mainly in L.I of Panicoideae	Twiss <i>et al.</i> , 1969; Mulholland, 1989; Fredlund and Tieszen, 1994; Bremond <i>et al.</i> , 2005 ; Piperno, 2006; Fahmy, 2008; Neumann <i>et al.</i> , 2009; Radomski and Neumann, 2011
Bilobate Nodular	Bilobate with nodular shank	3.9 f-h	20-35	Mainly in L.I of Panicoideae	Fahmy, 2008; Radomski and Neumann, 2011; Novello <i>et al.</i> , 2012
Trilobate	Cross with three lobes in asymmetric arrangement	3.9 i	10-22	Mainly in L.I of Panicoideae	Barboni and Bremond, 2009 ; Novello <i>et al.</i> , 2012
Polylobate	Three or more lobes in linear arrangement	3.9 j-k	17-48	Mainly in L.I of Panicoideae	Piperno and Pearsall, 1998; Madella <i>et al.</i> , 2005; Piperno, 2006; Fahmy, 2008; Radomski and Neumann, 2011; Novello <i>et al.</i> , 2012
Cross	Cross, top mirror-image (var.1) or sloping plateau/with raised corners	3.9 l-n	6-20	Mainly in L.I of Panicoideae	Piperno, 1984, 2006; Piperno and Pearsall, 1998; Madella <i>et al.</i> , 2005; Piperno, 2006; Fahmy, 2008; Radomski and Neumann, 2011
Scooped Bilobate	Bilobate with a distinct bowl-shaped upper surfaces of the lobes	3.9 o-s	12-20	Mainly in L.I of Ehrhartoideae	Piperno, 2006 ; Yost et Blinnikov, 2011
Saddle tall	Saddle with short convex edges	3.9 n-o	10-22	Mainly in L.I of Chloridoideae	Twiss <i>et al.</i> , 1969; Mercader <i>et al.</i> , 2010; Piperno, 2006; Neumann <i>et al.</i> , 2009; Barboni and Bremond, 2009 ; Novello <i>et al.</i> , 2012
Saddle squat	Saddle long convex edges or the two axes of equal dimensions	3.9 l-m	8-15	Mainly in L.I of Chloridoideae	Twiss <i>et al.</i> , 1969; Piperno, 2006; Barboni and Bremond, 2009 ; Novello <i>et al.</i> , 2012
<i>Oxytenanthera</i> saddles	Collapsed saddle	3.9 j,k	12-30	L.I of <i>Oxytenanthera abyssinica</i>	Mercader <i>et al.</i> , 2010
Rondel	Base rounded, top conical or keeled	3.9 p-q	6-18	Commonly produced by Pooideae but also in L.I of other grass subfamilies	Mulholland, 1989 ; Fredlund and Tieszen, 1994; Piperno and Pearsall, 1998; Piperno, 2006; Barboni and Bremond, 2009 ; Novello <i>et al.</i> , 2012
Others	GSCP that cannot be clearly classified in a specific variant			L.I of grass	

F= Fruits; S= Seeds; L= Leaves; I= Inflorescences; R= Roots; W= Wood

Tableau 3.5 : Classification des cellules courtes de Poaceae diagnostiques (Grass Short Cells Phytoliths) (d'après Garnier *et al.*, 2013, modifié)



Photos : A. Garnier

Toutes les photos sont prises vue du dessus sauf c: vue de côté; o: vue oblique; e: vue des extrémités

Figure 3.18 : Classification des cellules courtes de Poaceae diagnostiques (Grass short Cells Phytoliths)

• Les formes "lobate"

La reconnaissance des "bilobate" réside dans la présence de deux lobes qui sont reliés par une tige. Les lobes peuvent avoir une forme convexe, concave, ronde ou droite et la tige peut être plus ou moins longue (Lu et Liu, 2003 ; Fahmy, 2008 ; Barboni et Bremond, 2009). Dans cette étude, ces différents types "bilobate" ont été insérés dans la même catégorie. Ils sont dans les études majoritairement assimilés aux Panicoideae qui les produisent en grande quantité (Twiss *et al.*, 1969 ; Mulholland, 1989 ; Fredlund et Tieszen, 1994 ; Piperno, 2006 ; Fahmy, 2008 ; Barboni et Bremond, 2009). Cependant, certains peuvent être aussi produits par les autres sous-familles de Poaceae. D'autres formes appartenant aux "bilobate" ont été distinguées. Le "bilobate nodular" est assez caractéristique avec une protubérance de la forme d'un

demi-lobes situés sur la tige entre les deux lobes. Il a été décrit et observé majoritairement chez les **Panicoideae** (Twiss *et al.*, 1969 ; Fahmy, 2008 ; Radomski et Neumann, 2011) et plus rarement chez les **Chloridoideae** (Barboni et Bremond, 2009). Enfin, un morphotype "bilobate" en particulier est reconnu pour être diagnostique de la sous-famille des **Ehrhartoideae**. Nommé "Scooped bilobate" ils sont facilement reconnaissables grâce à leur lobes concaves à angles aigus (en forme en pelle) et à leur tige quasiment invisible (Piperno, 2006 ; Yost et Blinnikov, 2011). Ces cellules peuvent aussi être constituées de plus de deux lobes. Le plus commun nommé « cross » est décrit avec quatre lobes bien distingués et deux axes symétriques (Madella *et al.*, 2005). Plusieurs définitions de ce morphotype existent dans la littérature. Pearsall (1978) qui étudia les cellules courtes du maïs et d'espèces sauvages distingua ce morphotype dans les enregistrements. Elle définit ce morphotype comme étant un corps avec au moins 3 côtés et une longueur plus grande que la largeur ne dépassant pas 9,16 µm. Piperno (1989) suivit cette même définition et identifia huit variantes différentes pour le maïs. Mulholland (1989) quant à elle, définit le phytolithe "cross" avec des dimensions approximativement égales entre les deux côtés opposés (entre les deux échancrures). C'est cette dernière définition que nous allons utiliser dans notre travail afin de distinguer les cellules "cross" des phytolithes "bilobate". Elles sont majoritairement identifiées dans les **Panicoideae** (Piperno, 2006) mais peuvent être aussi produites par les espèces des autres sous-familles (Barboni et Bremond, 2009). Un autre type quasiment similaire nommé "trilobate" et constitué de trois lobes disposés sur un axe non linéaire a été identifié dans nos assemblages phytolithiques. Ils ont été observés exclusivement dans les **Panicoideae** (en C4) et les **Chloridoideae** (Barboni et Bremond, 2009). Enfin, le type « polylobate » est constitué de trois lobes ou plus sur un axe linéaire (Madella *et al.*, 2005). Ils sont plus essentiellement produits par les **Panicoideae** (Barboni et Bremond, 2009).

Ainsi, l'ensemble des "lobate" ("bilobate, trilobate, polylobate, cross") sont produits principalement par les **Panicoideae**. Ils indiquent un climat ou un environnement assez humide (précipitation et humidité du sol) (Alexandre *et al.*, 1997a ; Bremond *et al.*, 2005b). Cependant, un morphotype est représentatif de la sous-famille **Ehrhartoideae** qui produit des morphotypes caractéristiques "scooped bilobate" (Fig.3.18).

• Les formes "saddle"

Ce type a été décrit par Prat (1948) comme ayant la forme d'une hache à deux bords distincts. Désormais, on parle essentiellement de forme « saddle » avec deux côtés convexes et deux autres concaves ou plus ou moins droits (Mulholland, 1989). La partie moyenne de ce type est plus fine qu'aux extrémités. Deux grands morphotypes sont souvent distingués dans la littérature selon la taille de leurs côtés convexes : ceux qui sont courts (squat) et ceux qui sont grands (tall). Les "saddle squat" ont un côté convexe plus large ou de la même taille que le côté concave. Ils sont exclusivement identifiés dans les espèces de la sous-famille des **Chloridoideae** (Barboni et Bremond, 2009). Les phytolithes "saddle tall" ont quant à eux un côté convexe plus court que leur côté concave et sont principalement observés dans les **Chloridoideae** mais aussi les **Bambusoideae** (Barboni et Bremond, 2009) et les **Panicoideae** (Neumann, comm. pers). Enfin, un autre type a été distingué : le "collapsed saddle" produit notamment par l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* (**Bambusoideae**) (Mercader *et al.*, 2010 ; Sangen *et al.*, 2011). Vue de côté, ces phytolithes ont un côté concave très prononcé alors que le côté convexe correspond en fait à deux voire trois bords plus ou moins bien définis. Vue de face, ils ressemblent à des cellules "saddle tall" mais sont légèrement asymétriques et plus larges.

Les phytolithes "saddle" sont un assez bon indicateur des **Chloridoideae** qui produisent exclusivement les phytolithes "saddle squat" alors que les "saddle tall" sont également présents chez les **Bambusoideae** et

les Panicoideae mais en moins grande quantité. Enfin, l'espèce de **Bambusoideae** *Oxytenanthera abyssinica* produit un morphotype particulier dans ses feuilles "collapsed saddle".

- **Les formes "rondel"**

Ces cellules s'identifient par leur forme ronde ou elliptique à la base. Elles peuvent être de taille différentes et la partie supérieure peut être plate, pointue ou en forme de tente (Mulholland, 1989). Ce morphotype qui est produit par l'ensemble des Poaceae et notamment dans les inflorescences, ne permet pas de discriminer certaines sous-familles (Barboni et Bremond, 2009).

3.2.2.2. Les phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses et herbeuses

Au contraire de ceux produits par les Poaceae, les phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses et herbeuses ne permettent pas une interprétation taxonomique aussi fine puisqu'on ne peut pas distinguer les différentes familles. Cela explique la raison pour laquelle ils ont été très peu étudiés. D'une manière générale, les parties aériennes de la plante telles que les feuilles et les tiges produisent plusieurs types de phytolithes originaires des cellules du sclérenchyme (scléréides et fibres). Ce sont des cellules mortes à paroi épaisse, imprégnées de lignine qui assurent le soutien de la plante. Dans le parenchyme du bois, autre tissu fondamental qui permet la nutrition de la plante, sont produits essentiellement des phytolithes de type globulaire (Fig.3.19, 3.20 ; Tab.3.6).

ICPN Nomenclature	Morphotype description	Fig.no	Size (µm)	Origin	Reference
Cylindric faceted	Cylindric straight to curved with large facets	3.14 a-d	35-200	Sclereids or terminal tracheid in L of woody dicotyledons	Postek, 1981; Piperno 1988, 2006; Runge, 1999 (A4); Mercader <i>et al.</i> 2000; Strömberg, 2004; Neumann <i>et al.</i> 2009
Cylindric geniculate psilate	Cylindric curved to slightly straight psilate	3.14 g-h	30-100	Sclereids in L of woody dicotyledons	Postek, 1981; Strömberg, 2004
Irregular psilate	Irregularly shaped, smooth surface	3.14 i-j	30-70	Sclereids in L of woody dicotyledons	Runge, 1999 (C2)
Ellipsoid with outgrowths, sometimes faceted	Cylindric to ellipsoid with straight or knobby outgrowths, sometimes faceted	3.14 l	20-60	Sclereids in L of woody dicotyledons	
Polyhedral psilate	Irregular shapes, surface with large facets	3.14 e-f	20-90	Sclereids in L of woody dicotyledons	Kondo <i>et al.</i> 1994; Kealhofer and Piperno, 1998; Runge, 1999 (C2 and C3); Mercader <i>et al.</i> 2000; Strömberg, 2004; Neumann <i>et al.</i> 2009
Irregular branched thick	Curved and branched fragments of parenchyma walls and intercellular spaces, with concave facets	3.14 m	10-30	L of woody dicotyledons	Neumann <i>et al.</i> 2009; Novello <i>et al.</i> 2012
Globular decorated indiff.	Spherical to irregular ellipsoid with various surface decorations	3.14 e-f	10-40	L, W, F of woody dicotyledons	Kealhofer and Piperno, 1998; Runge, 1999; Piperno, 2006; Iriarte and Paz, 2009
Globular psilate	Globular to subglobular, surface psilate	3.14 e-f	10-25	L, W of certain dicotyledons, monocotyledons, gymnosperms and ferns	Kondo <i>et al.</i> 1994; Runge, 1999; Strömberg, 2004; Madella <i>et al.</i> 2005; Neumann <i>et al.</i> 2009; Novello <i>et al.</i> 2012
Globular decorated compound	Globular decorated compound	3.14 e-f	30-80	L, W, F of woody dicotyledons and some monocotyledons	Bowdery <i>et al.</i> 2001
Subglobular dark core	Subglobular with knobby outgrowths, smooth surface and dark cores	3.14 e-f	20-60	L, W, F of woody dicotyledons	

F= Fruits; S= Seeds; L= Leaves; I= Inflorescences; R= Roots; W= Wood

Tableau 3.6 : Classification des scléréides et globulaires diagnostiques des dicotylédones ligneuses et herbeuses (d'après Garnier *et al.*, 2013, modifié)

a. Les scléréides et les fibres

Deux types de cellules appartiennent au sclérenchyme : les scléréides et les fibres. Dans les assemblages phytolithiques de notre étude, six morphotypes peuvent être associés aux scléréides (Fig.3.19). D'une manière générale, les scléréides se distinguent des phytolithes allongés par leur tridimensionnalité.

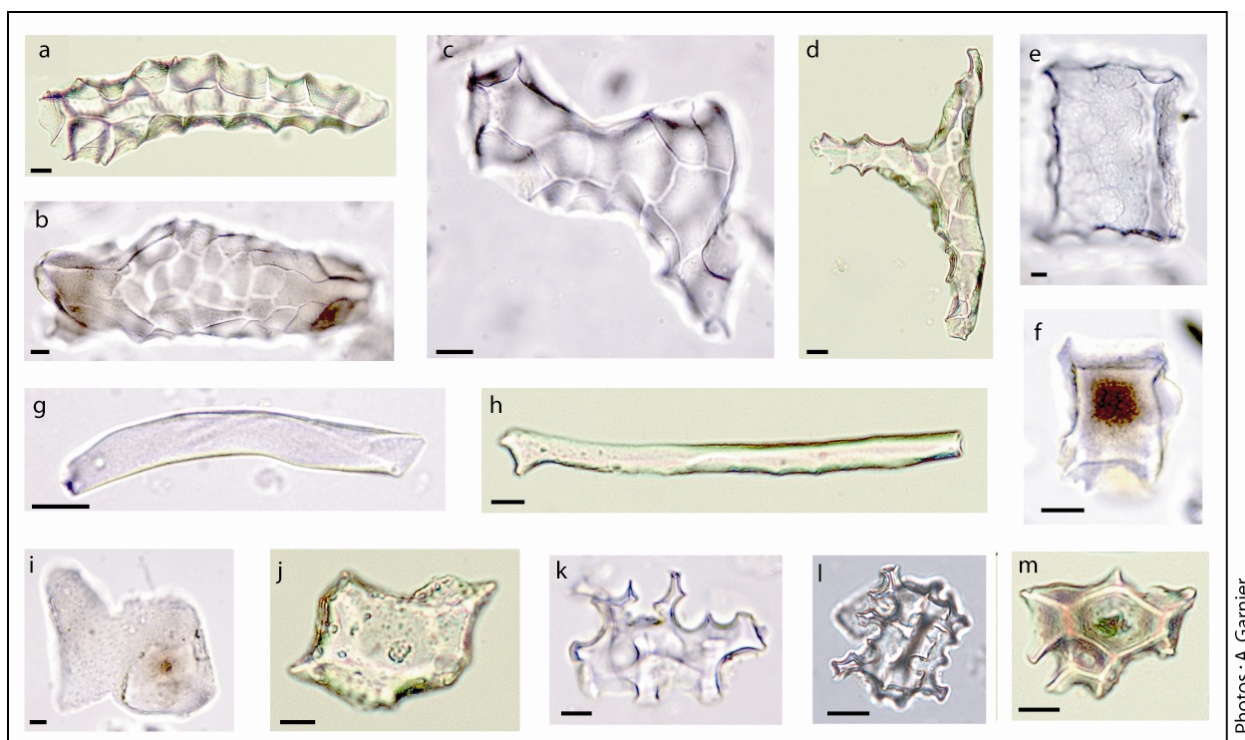


Figure 3.19 : Classification des morphotypes diagnostiques associés aux scléréides

a-d : Cylindric faceted ; e-f : Polyhedral faceted ; g-h : Cylindric geniculate psilate ; i-j : Irregular psilate ; k-l Ellipsoid with outgrowths ; m : Irregular branched thick. Echelle : 10 μm.

Le morphotype "**Cylindric faceted**" peut être de forme allongé ou parallélépipédique avec une taille qui varie de 35 à 200 μm (selon Runge, 1999 jusqu'à 470 μm) (Fig.3.19 a-d). Il est reconnaissable par une surface lisse composée de multiples facettes de taille et de formes différentes qui sont délimitées par des arêtes visibles sur la surface. Il correspond au morphotype A4 identifié par Runge (1999) dans les échantillons de sols en Afrique centrale. Ce morphotype est originaire des tissus sclérenchymes (Piperno, 1988 ; Runge, 1999 ; Strömberg, 2003) ou des trachéides terminales (Postek, 1981) des dicotylédones ligneuses.

Le phytolithe "**Cylindric geniculate psilate**" a un corps allongé fin (30-100 μm) plus ou moins droit qui peut apparaître comme avoir été entortillé (Fig.3.19 e) et parfois ramifié (Fig.3.19 g). Ce morphotype a été décrit comme provenant soit des sclérides (type SCl-6, Strömberg, 2003) ou de la gaine des veines situées dans les feuilles des dicotylédones (Postek, 1981).

Le phytolithe "**Irregular psilate**" a une taille assez grande (30-70 μm) et une surface lisse et de forme plus arrondie (Fig.3.19 i-k). Selon Runge (type C1 et C2, Runge, 1999) ce morphotype provient des cellules imprégnées de lignine telles que les trachéides ou des scléréides. Elle a identifié ce phytolithe dans les fruits de la famille des Caesalpiniaceae (Runge, 1999). Elle suggère que l'origine de ces deux morphotypes est la même mais que l'aspect arrondi et lisse du deuxième morphotype peut être la résultante de la corrosion.

Le morphotype "**Polyhedral psilate**" présente des formes irrégulières avec des faces larges (Fig.3.19 l-m). Il est de taille très variable allant de 20 à 90 μm et les côtés sont généralement droits ou de forme concave. Neumann *et al.*, (2009) ont identifié ce type comme étant originaire du tissu sclérenchyme des dicotylédones ligneux.

Le phytolithe de forme "**Ellipsoïd with outgrowths**" n'a jamais été décrit dans la littérature. La taille varie de 20 à 60 μm et les protubérances que l'on peut observer sur la surface peuvent être droites ou arrondies (Fig.3.19 n-o). La forme de ce morphotype laisse supposer une formation dans les espaces intercellulaires du tissu sclérenchyme des feuilles de dicotylédones ligneux.

Le phytolithe "**Irregular branched thick**" (Fig.3.19 p-q) est du même type que celui observé par Neumann *et al.*, (2009) (A5). Il est associé aux fragments incurvés et branchus des parois du parenchyme et des espaces intercellulaires avec des côtés concaves.

b. Les globulaires

Dans notre classification, six types de phytolithes globulaires ont été dissociés (Fig. 3.20). Dans la majeure partie des études, seuls les globulaires ornements et lisses sont identifiés.

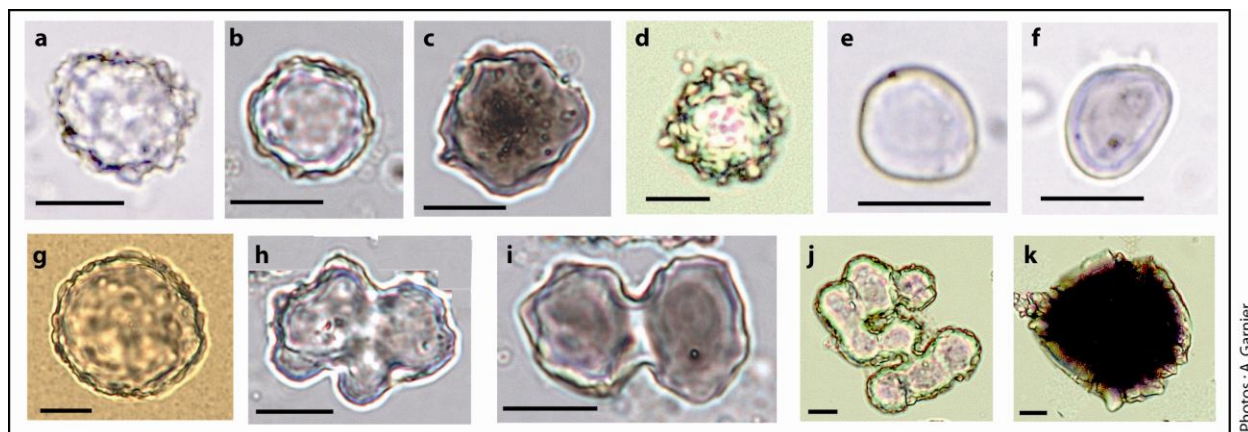


Figure 3.20 : Classification des globulaires

a-d : Globular decorated indiff. ; e-f : Globular psilate ; g : Large globular decorated ; h : Nodular globular ; i-j : Globular decorated compound ; k : Subglobular dark core.

Les globulaires les plus représentés dans les enregistrements fossiles et modernes sont les "**Globular decorated indifférenciés**" ayant une taille comprise entre 8 et 20 μm (Fig 3.20 a-d). Ils ont une forme plus ou moins sphérique et une texture rugueuse, verruqueuse, columellate ou froissée. Ils ont été identifiés dans les cellules du parenchyme du bois et dans les feuilles des dicotylédones ligneux de nombreuses espèces tropicales (Piperno, 1988 ; Kondo *et al.*, 1994). D'autres études signalent la production de ce morphotype par des monocotylédones non-herbeuses appartenant à la famille des Junaceae (Kondo *et al.*, 1994), des Cannaceae, Marantaceae et des Strelitziaceae (Piperno, 1985). Cependant, les globulaires ornements sont couramment utilisés comme indicateur des dicotylédones ligneux notamment dans les études paléoenvironnementales africaines (Alexandre *et al.*, 1997a ; Barboni *et al.*, 1999, 2007, 2010 ; Bremond *et al.*, 2005a, 2005b, 2008 ; Neumann *et al.*, 2009). Des phytolithes identiques mais de taille plus importante (20-40 μm) peuvent aussi être observés dans les assemblages (Fig.3.20 g). Ils ont été identifiés principalement dans les dicotylédones (Strömberg, 2003).

Le phytolithe "**globular psilate**" est de forme sphérique à subsphérique avec une texture lisse et il est de taille réduite, dépassant rarement les 10 µm (Fig.3.20 e-f). Ce morphotype est difficile à interpréter puisqu'il a plusieurs origines. En milieu tropical, il a été trouvé en faible quantité dans des monocotylédones herbacées et en moyenne quantité dans les feuilles et les graines d'arbres (Piperno, 1988). En revanche, il a été identifié en grande quantité dans les racines des Poaceae (Alexandre *et al.*, 1997a) et dans les feuilles, tiges et bois de certaines dicotylédones (Kondo *et al.*, 1994). Runge (1999) indique que les globulaires lisses de petite taille (3-9 µm) semblent être produits par les dicotylédones alors que les plus grands (9-25 µm) sont produits par les monocotylédones. Barboni *et al.* (2007) démontrent que les globulaires lisses ainsi que les globulaires ornementés sont assez bien corrélés avec le pourcentage du taux de couverture arboré calculé par les images MODIS. Dans notre étude, nous avons suivi ces conclusions et fait le choix de classer ce morphotype dans la catégorie des dicotylédones ligneuses.

Le morphotype "**Globular nodular**" est de forme très irrégulière avec une surface qui ressemble à un chou-fleur selon Richter (1980). Sa taille varie de 10 à 30 µm (Fig.3.20 h). Il semble être principalement originaire du bois des dicotylédones des milieux tropicaux et tempérés (Richter, 1980 ; Kondo *et al.*, 1994).

Le "**Globular decorated compound**" est caractéristique de l'agrégation de plusieurs globulaires ornementés. Seul Bowdery *et al.* (2001) traitent de ce morphotype. On peut supposer que ces phytolithes sont originaires, comme les globulaires ornementés, majoritairement des dicotylédones ligneuses.

De même, dans nos assemblages, nous avons pu observer un morphotype assez caractéristique avec une forme plus ou moins globulaire de grande taille (20-60 µm) et de couleur noire opaque (Fig.3.20 k). Ce morphotype n'a encore jamais été décrit dans la littérature mais sa morphologie laisse présumer une origine des dicotylédones ligneuses.

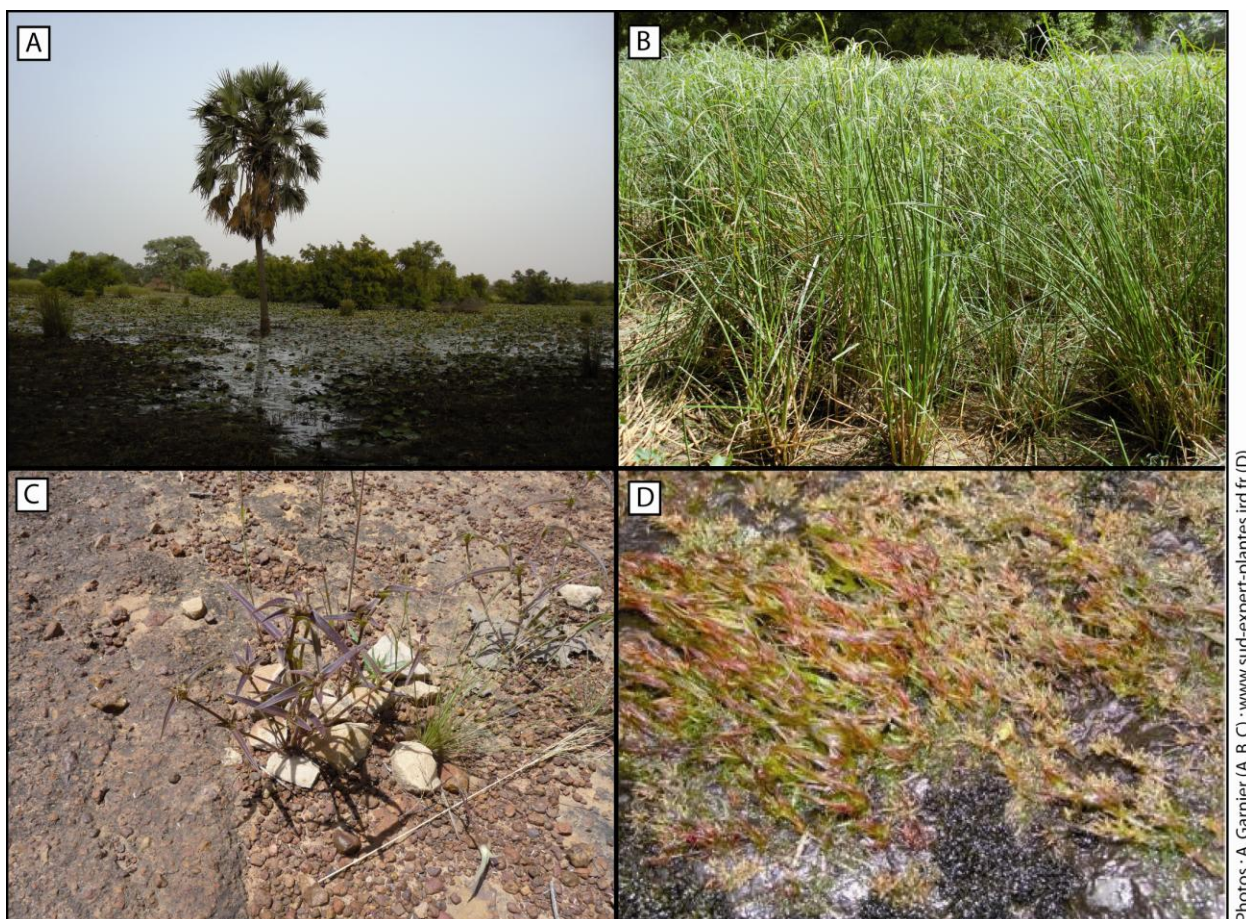
3.2.2.3. Les phytolithes diagnostiques de familles spécifiques

Il est souvent difficile d'identifier des phytolithes caractéristiques au niveau de l'espèce, cependant certains morphotypes sont reconnus pour être exclusivement produits par une famille. Strömberg (2004) nomme ces morphotypes « Indicateur clé » car leur identification dans les assemblages fossiles est d'un intérêt paléoécologique considérable. En effet, ces familles sont associées à des habitats et environnements particuliers. Dans notre étude, trois morphotypes sont produits par des familles monocotylédones non-graminéennes : les Arecaceae (Palmiers), Cyperaceae, Commelinaceae, et un morphotype par une famille de dicotylédone non-ligneuse : les Podostemaceae (Fig.3.21, 3.22 ; Tab.3.7).

ICPN Nomenclature	Morphotype description	Fig.no	Size (µm)	Origin	Reference
Globular echinate (Arecaceae)	Globular to subglobular with conical spines	3.17 a-c	8-30	L,W,R of Arecaceae	Piperno, 1988, 2006; Runge, 1999; Barboni <i>et al.</i> , 1999, 2007; Mercader <i>et al.</i> , 2000; Strömberg, 2004; Albert <i>et al.</i> , 2009
Cyperaceae	Tabular, pentagonal or hexagonal, surface favose, with a central rounded cone	3.17 d-h	15-35	L of Cyperaceae	Ollendorf, 1992; Runge, 1999; Strömberg, 2004; Albert <i>et al.</i> , 2006; Barboni <i>et al.</i> , 2007; Neumann <i>et al.</i> , 2009
Commelinaceae	See cited reference	3.17 n-af	8-40	F, S of Commelinaceae	Eichhorn <i>et al.</i> , 2010
Podostemaceae	Flat, multilobed with pilate projections	3.17 i-m	7-30	Highly diagnostic for the family, origin in specific tissue unknown	Piperno, 2006; Neumann <i>et al.</i> , 2009

F= Fruits; S= Seeds; L= Leaves; I= Inflorescences; R= Roots; W= Wood

Tableau 3.7 : Classification des morphotypes de familles spécifiques (d'après Garnier *et al.*, 2013, modifié)



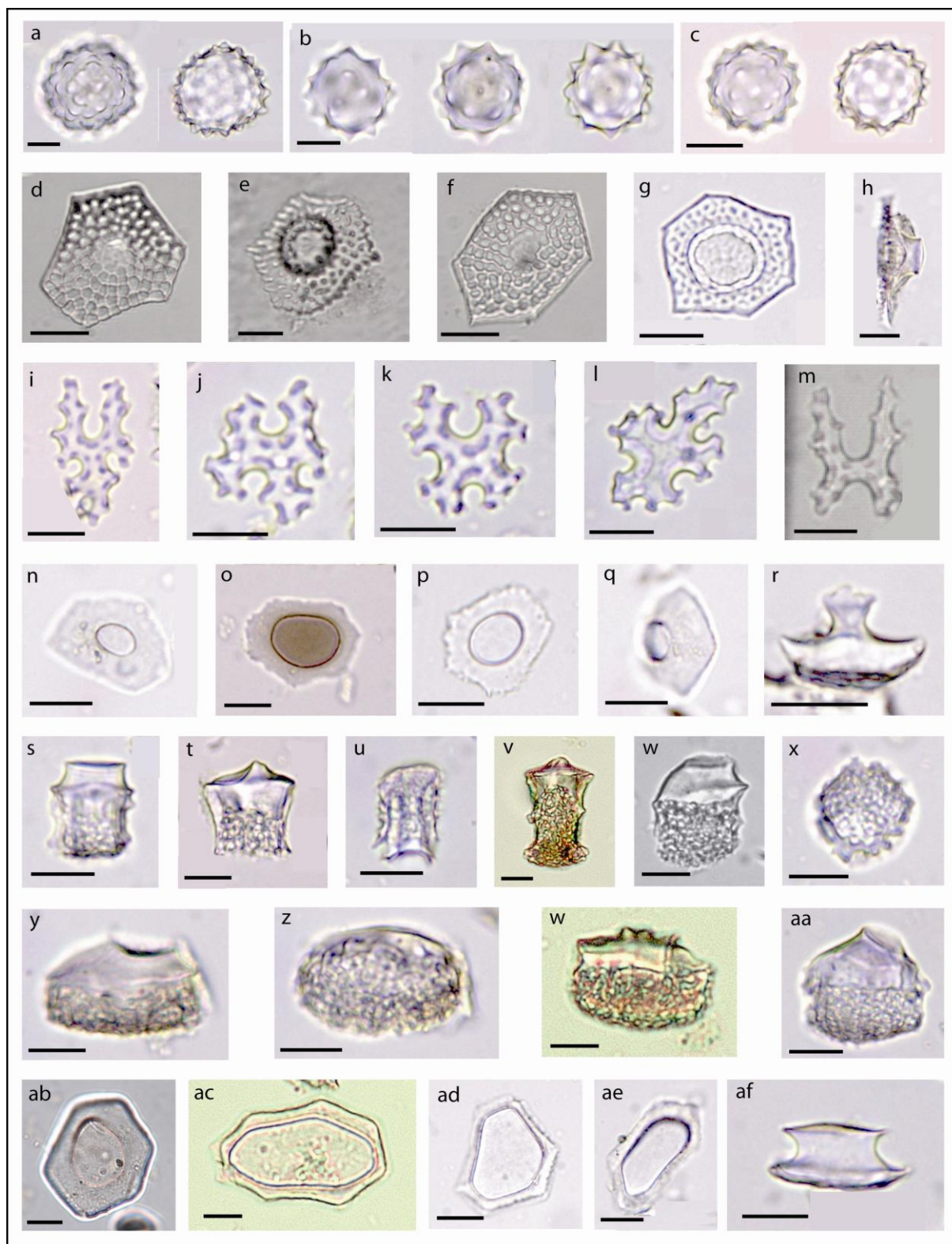
Photos : A. Garnier (A, B, C) ; www.sud-expert-plantes.ird.fr (D)

Figure 3.21 : Les quatre familles produisant un phytolithe spécifique.

(A) Arecaceae ; (B) Cyperaceae ; (C) Commelinaceae (*Cyanotis lanata*) ; (D) Podostemaceae.

a. Les Arecaceae

Les Arecaceae produisent les phytolithes en nombre considérable et notamment un morphotype "**globular echinate**" de taille variant entre 8 et 30 μm (Fig.3.22 a-c). Même si on observe une perte du nombre de "globular echinate" entre le moment de leur production dans la plante et celui de leur dépôt dans le sol, ils semblent rester stables dans le sol sur le long terme (Albert *et al.*, 2009). Au Pays Dogon, les Arecaceae sont assez répandus notamment l'espèce *Borassus aethiopum*, plus connue sous le nom de Palmier Rônier. Ils poussent principalement dans les bas-fonds inondés temporairement lors de la saison humide mais on les retrouve aussi sur les interfluvies là où les nappes souterraines sont assez proches de la surface (Arbonnier, 2002). Certains auteurs ont souvent associé le morphotype "globular echinate" comme indicateur de forêt (Piperno, 1993 ; Piperno et Becker, 1996 ; Boyd *et al.*, 1998 ; Shulmeister *et al.*, 1999, 2001 ; Barboni *et al.*, 2007). Cependant, il a été démontré dans certains écosystèmes et notamment en zone tropicale, que ce morphotype est faiblement représenté dans les assemblages de forêt (Alexandre *et al.*, 1997a ; Runge, 1999). Certaines espèces d'Arecaceae peuvent être cultivées ou sélectionnées par les hommes. C'est le cas du cocotier (*Cocos nucifera*), du palmier dattier (*Phoenix dactylifera*) ou du palmier à huile (*Elaeis guineensis*). Dans ce cas, le morphotype "globular echinate" est un indicateur du défrichement de la forêt et d'habitats plus ouverts (Boyd *et al.*, 1998). En Afrique de l'Ouest, au même titre que le cocotier, le jus du fruit du Rônier est souvent consommé par les populations. Ainsi, le morphotype "globular echinate", diagnostique de la famille des Arecaeae, peut soit indiquer un couvert végétal dense soit des milieux anthropisés. C'est pourquoi nous avons choisi de le classer séparément.



Photos : A. Garnier

Figure 3.22 : Morphotypes diagnostiques de familles

(a-c) Arecaceae **(d-h)** Cyperaceae (d-g : vue du dessus ; h : vue latérale) **(i-m)** Podostemaceae **(n-af)** Commelinaceae n-r: *Cyanotis lanata* (n-p : vue du dessus ; q : vue oblique ; r : vue latérale) ; s-x : *Commelina* spp. (s-w : vue latérale ; x : vue du dessous) ; y-aa : *Commelina forskalii* (y, w, aa : vue latérale ; z : vue oblique) ; ab-af : *Floscopa* spp et *Murdannia simplex* (ab-ae : vue du dessus ; af : vue latérale). Echelle : 10 μ m.

b. Les Cyperaceae

Les Cyperaceae produisent des phytolithes allongés comparables à ceux des Poaceae mais aussi des morphotypes de forme polyédrique avec une surface ornementée et un cône pointu, rond ou plat au centre (Fig. 3.22 d-h) (Ollendorf, 1992). Ces phytolithes qui sont facilement identifiables mesurent entre 15 et 35 μm . Les Cyperaceae poussent principalement dans les zones humides. Cependant, quelques espèces sont identifiées comme adventices telles que *Bulbostylis barbata* qui est présente dans 25% des parcelles cultivées en région soudano-sahélienne ou *Cyperus amabilis* qui peut être abondante dans les jachères en fin de saison des pluies (Le Bourgeois et Merlier, 1995). Cependant, de nombreuses études ont montré que ce morphotype, quoique spécifique pour les Cyperaceae, est faiblement représenté dans les assemblages issus des échantillons de surface (Alexandre *et al.*, 1997a ; Barboni *et al.*, 1999 ; Albert *et al.*, 2006 ; Finne *et al.*, 2010). Novello *et al.* (2012) indiquent que pour des échantillons prélevés dans des environnements où les Cyperaceae dominent, ce morphotype atteint des valeurs inférieures à 3%, ce qui questionne de l'utilité de ce morphotype en tant qu'indicateur de milieux de zones humides.

c. Les Commelinaceae

Récemment, nous avons démontré que certains phytolithes étaient produits exclusivement par certaines espèces de la famille des Commelinaceae (Eichhorn *et al.*, 2010). C'est une famille d'herbes monocotylédones qui poussent principalement dans les zones tropicales, subtropicales, les régions tempérées chaudes et dans les habitats humides (Chant, 1993). Dans notre étude, nous pouvons différencier 4 classes de morphotypes correspondant soit à une espèce soit à un genre.

L'espèce *Cyanotis lanata* produit un phytolithe qui, vue du dessus, a une forme polygonale lisse avec des bords légèrement convexes, dentelés et pliés vers le haut (Fig. 3.22 n-r). Vue de côté, on observe un cône avec des parois latérales concaves plus large en haut avec un sommet concave. Cette espèce est une plante grasse thérophite qui a été identifiée comme plante adventice en zone soudanienne. Elle indique la compaction du sol (Ataholo, 2001). Devineau et Fournier, (2007) associent cette espèce à une teneur élevée en argile et en graviers et à la présence de croûtes superficielles. Au Pays Dogon, on les observe dans les petites fissures du grès et de latérite où se développe un sol squelettique qui reste en eau pendant quelques jours avant de subir une dessiccation (Fig. 3.21 C).

Les phytolithes produits par le genre *Commelina* (excepté *C. subulata* et *C. forskalii*) présentent une forme anisopolaire avec une base cylindrique et une surface ornementée alors que la partie supérieure est généralement prismatique avec un sommet conique plat (Fig. 3.22 s-x). La plupart des espèces du genre *Commelina* sont des mauvaises herbes qui envahissent les champs en Afrique de l'Ouest sahélienne et soudanienne. À titre d'exemple, *C. benghlasensis* est reconnu comme nitrophile et indicateur de sols fertiles (Le Bourgeois et Merlier, 1995 ; Eichhorn *et al.*, 1996 ; Kéré, 1998 ; Ataholo, 2001). En revanche, d'autres espèces du même genre ont plutôt été décrites comme plantes associées aux communautés de zones humides (Catarino *et al.*, 2001 ; Müller et Deil, 2005). Sur le terrain en zone soudanienne au Mali, nous avons pu régulièrement identifier *Commelina bracteosa* en milieu de forêt galerie dense où l'influence anthropogénique était faible (Eichhorn *et al.*, 2010).

Au sein du genre *Commelina*, nous avons pu identifier un morphotype produit par *C. forskalii* qui est distinctif des autres phytolithes par sa taille qui est plus large que haute (Fig. 3.22 y-aa). Il a un aspect similaire aux autres morphotypes produits par les *Commelina* mais il est beaucoup plus large ce qui lui donne une apparence compressée. *Commelina forskalii* est une espèce caractéristique de la flore des dunes en zone sahélienne (Müller, 2003).

Enfin, le dernier groupe de phytolithes produits par les Commelinaceae que l'on a pu distinguer dans notre classification concerne ceux produits par les espèces du genre *Floscopa* et par *Murdannia simplex*. Leur phytolithes se caractérisent par un prisme de forme pentagonale à octogonale avec une surface lisse et un cône au centre (Fig. 3.22 ab-af). Ce dernier est plus large que celui des morphotypes produits par l'espèce *Cyanotis lanata* et en vue latérale, il apparaît moins haut, ce qui permet de les distinguer. *Murdannia simplex* a été observée au Mali en zone soudanienne dans les forêts galeries ouvertes et soumises au feu le long de cours d'eau intermittents. Les espèces des *Floscopa* ont été identifiées dans des champs de riz en Guinée-Bissau (Catarino *et al.*, 2001).

d. Les Podostemaceae

Un dernier morphotype identifié dans nos échantillons est caractéristique de la famille des Podostemaceae qui appartient à la catégorie des plantes dicotylédones. Elles produisent un phytolithe qui est ramifié, souvent en forme de « H » et qui a une surface ornementée avec des projections (Fig. 3.22 i-m). Cette famille est caractéristique de plantes aquatiques tropicales vivant attachées sur la roche ou sur un autre objet dur dans les chutes et les rapides. Des phytolithes de Podostemaceae, transportés par les cours d'eau puis enregistrés dans des sédiments lacustres permettent de préciser l'origine spatiale de la végétation représentée dans les assemblages (Piperno, 2006).

3.2.3.3. Les phytolithes non diagnostiques

Certains morphotypes observés dans les assemblages modernes et fossiles ont été identifiés et comptés séparément car ils peuvent être associés à une partie de la plante. En revanche, ils ont été écartés lors de l'interprétation car ils ne sont pas diagnostiques d'une classe (monocotylédones ou dicotylédones), d'une famille ou d'une sous-famille, notamment pour les Poaceae. C'est le cas des cellules allongées identifiées chez les monocotylédones ou encore des vaisseaux et trachéides qui ne sont pas utiles afin d'interpréter les assemblages phytolithiques.

ICPN Nomenclature	Morphotype description	Fig.no	Size (µm)	Origin	Reference
Cuneiform bulliform cell	Fan shaped bulliform cells	3.13 A-B	20-75	L of Grasses	Kondo <i>et al.</i> , 1994; Runge, 1999; Barboni <i>et al.</i> , 1999, 2007; Strömberg, 2004; Madella <i>et al.</i> , 2005
Cuneiform bulliform <i>Oxytenanthera</i> type	Fan shaped bulliform cells, long and non symmetrical	3.13 C	50-70	L of <i>Oxytenanthera abyssinica</i>	
Parallelepipedal bulliform cells	Parallelepipedal bulliform cells	3.13 D	20-110	Mainly in L of Poaceae	Kondo <i>et al.</i> , 1994; Runge, 1999; Gallego and Distel, 2004; Fernandez-Honaine <i>et al.</i> , 2006; Albert <i>et al.</i> , 2006
Acicular hair cell	Point shaped. Spindle and triangular bodies	3.11	13-110	L, R of grasses, sedges and other taxa	Runge, 1999; Barboni <i>et al.</i> , 1999, 2007
Elongate psilate	Elongate rectangular plates with smooth edges	3.10 a-b	10-140	L of monocotyledons, certain conifers, ferns	Piperno, 1988; Kondo <i>et al.</i> , 1994; Barboni <i>et al.</i> , 1999, 2007; Strömberg, 2004
Elongate sinuate, echinate, columellate, dendriform, papillate	Elongate rectangular plates with sinuous, echinate or columellate edges	3.10 c-k	10-140	L of monocotyledons, certain conifers, ferns	Piperno, 1988; Kondo <i>et al.</i> , 1994; Barboni <i>et al.</i> , 1999, 2007; Strömberg, 2004
Elongate with protuberances, dendritic	Elongate to cylindric with protuberances and dendritic edges	3.10 l-m	15-100	Mainly in L of Poaceae	Twiss <i>et al.</i> , 1969; Ball <i>et al.</i> , 1996; Portillo <i>et al.</i> , 2009

F= Fruits; S= Seeds; L= Leaves; I= Inflorescences; R= Roots; W= Wood

Tableau 3.8 : Classification des cellules allongées et bulliformes non-diagnostiques
(d'après Garnier *et al.*, 2013, modifié)

- Les cellules allongées

Les cellules silicifiées de forme allongée ("Elongate") se situent entre les cellules courtes et forment le squelette de l'épiderme des Poaceae (Fig.3.23). Elles sont souvent définies comme étant plus longues que larges (Madella *et al.*, 2005). Comme pour les cellules courtes, on peut distinguer différents types selon l'ornementation de la surface. Nous avons fait le choix d'utiliser les critères descriptifs proposés par l'ICPN (International Code for Phytolith Nomenclature ; Madella *et al.*, 2005). La distinction entre les différentes textures des cellules allongées semble être en lien avec l'origine de la production des phytolithes dans la plante. Selon Rosen (1992), les phytolithes produits dans la tige sont de types allongés lisses ou sinueux alors que ceux présents dans les inflorescences sont majoritairement des cellules allongées sinueuses à parois épaisses. De même, les cellules allongées avec des projections dendriformes partant du noyau central sont particulièrement caractéristiques des inflorescences (Parry et Smithson, 1966 ; Ball *et al.*, 1996 ; Piperno, 2006). Dans l'épiderme des feuilles, on observe majoritairement les phytolithes "Elongate sinuate / dendriform". La taille est très variable pouvant aller d'une dizaine à plus de 100 microns.

D'autres morphotypes de forme allongée ont été identifiés et semblent être associés à un éventail plus large de familles. Les phytolithes "**Elongate triangular psilate**" sont de taille variable (15-60 µm). Ils présentent une surface lisse avec des arêtes visibles longitudinalement et aux extrémités. Ils ont une forme triangulaire en vue transversale (Fig.3.23 a-b). Runge (type A3, 1999) les a identifiés comme provenant probablement de vaisseaux de différentes plantes y compris les graminées. Le type "**Elongate parallelepipedal**" est différent des autres phytolithes allongés car il présente des faces bien distinctes longitudinalement mais peut aussi avoir des faces transversales, identifiées par des arêtes (Fig.3.23 c-d). En vue transversale, la forme est polyédrique. Sa surface est lisse et sa taille est variable (20-200 µm). Ce morphotype correspond à celui identifié par Strömberg (type Elo-2, 2003) qui indique sa présence dans les conifères mais aussi dans quelques dicotylédones, palmiers et graminées. Les phytolithes de type "**Elongate faceted geniculate psilate**" présentent des faces longitudinales (Fig.3.23 e-g). Ils n'ont jamais été décrits mais leur forme indique qu'ils sont originaires des éléments de vaisseaux présents dans les dicotylédones mais aussi les monocotylédones.

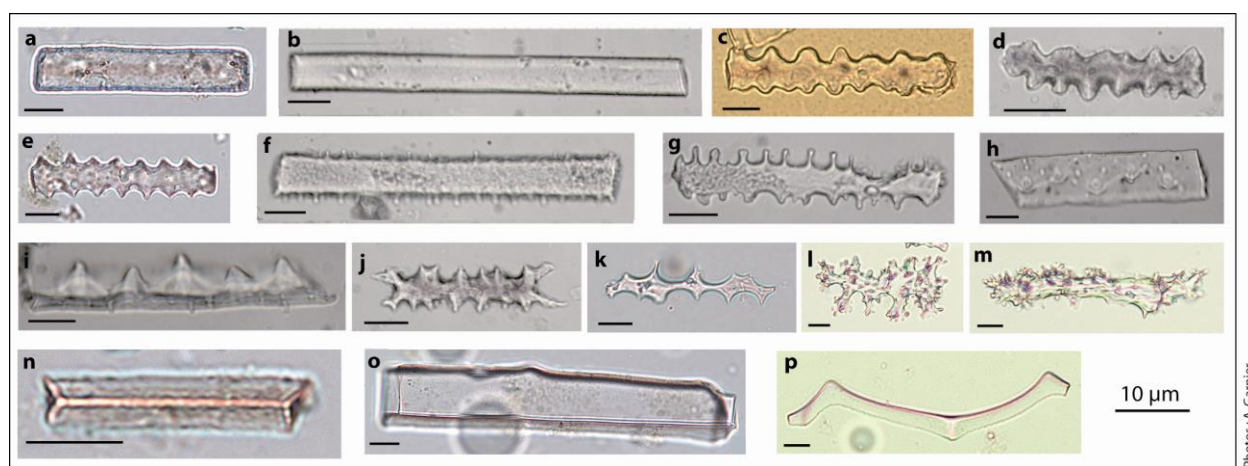


Figure 3.23 : Classification des cellules allongées non diagnostiques

a-b : Elongate psilate ; c-d : Elongate sinuate ; e : Elongate echinate ; f-g : Elongate columellate ; h-l : Elongate papillate ; j-k : Elongate dendriform ; l-m : Elongate dendriform ; n : Elongate triangular ; o : Elongate parallelepipedal ; p : Elongate faceted geniculate psilate.

Dans les cellules longues de l'épiderme des Poaceae, la silicification a lieu aussi dans les poils épidermiques de grandes tailles (Acicular Hair cells). Ils sont identifiables grâce à leur forme en pointe (Fig.3.24).

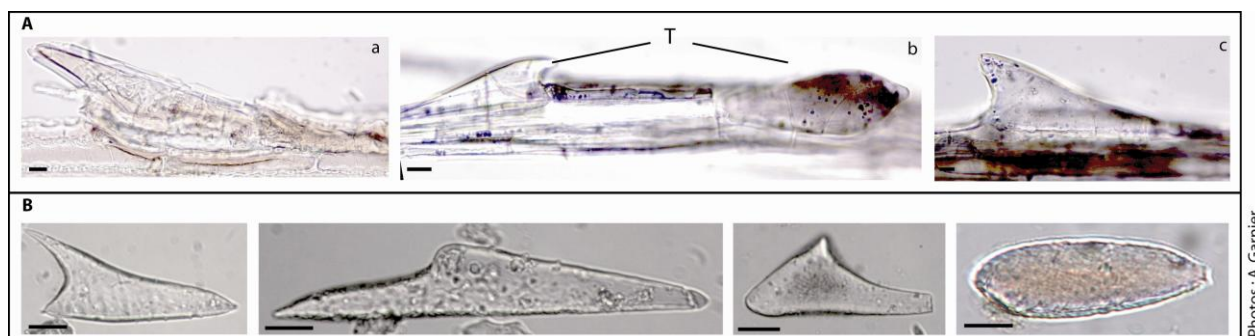


Figure 3.24 : Morphotypes en pointe (Acicular Hair cells)

Identifiés dans : (A) les échantillons modernes de plantes (a : *Panicum subalbidum* ; b-c : *Panicum pedicellatum*) et (B) les échantillons fossiles.

• Les cellules bulliformes

Les cellules bulliformes silicifiées proviennent exclusivement de l'épiderme des feuilles et plus exactement entre les nervures sur la face adaxiale. Ces grandes cellules (Fig.3.25 A) occupent une fonction particulière puisqu'elles ont la particularité de pouvoir se remplir plus ou moins d'eau. En fonction de l'état d'hygrométrie de l'air, la feuille peut être soit étalée (Fig. 3.25-B1), soit être enroulée autour d'elle-même (Fig. 3.25-B2).

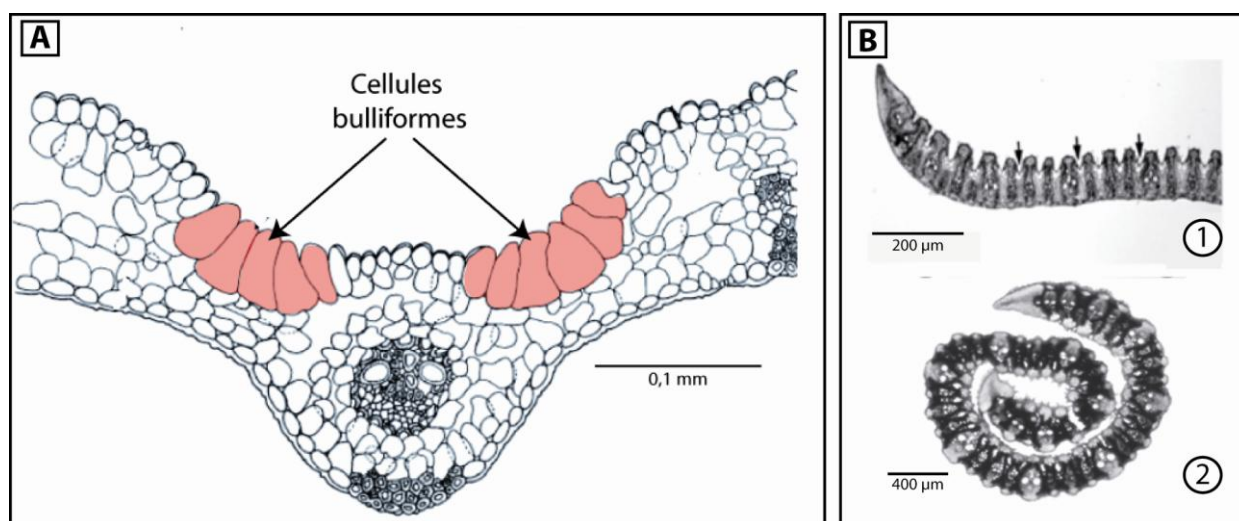


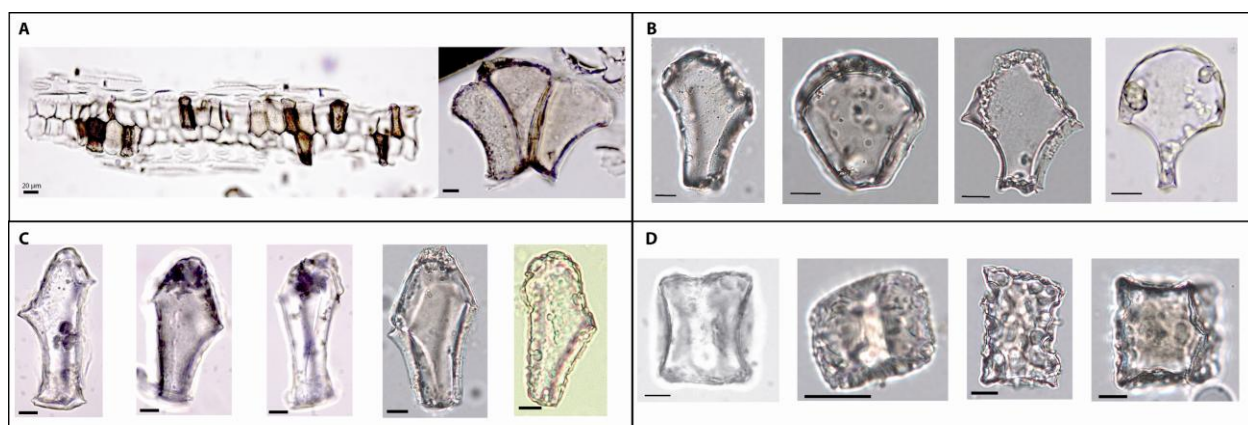
Figure 3.25 : Localisation des cellules bulliformes sur une feuille de Poaceae.

(A) Coupe transversale d'une feuille de Poaceae (d'après GPWG, 2001) ; (B) 1: Feuille étalée en état hydraté ; 2: Feuille enroulée en état de dessiccation (d'après Alvarez *et al.*, 2008).

Cela provient de la présence des cellules bulliformes ("bulliform cells") qui règlent la forme de la feuille par leur turgescence (élongation de la cellule végétale causée par une entrée d'eau dans les cellules). Sous l'effet de la sécheresse, les cellules bulliformes présentes dans l'épiderme perdent leur turgescence; l'épiderme se contracte et la feuille se ferme. Cet enroulement intervient dès que la teneur en eau de la feuille s'abaisse au-dessous d'un certain minimum caractéristique de chaque espèce. C'est la perte de

turgescence des cellules bulliformes qui détermine le mouvement de la feuille, celui-ci étant réversible quand la teneur en eau de la feuille remonte. Ainsi, l'abondance des cellules bulliformes dans les enregistrements fossiles semble être contrôlée par les conditions environnementales du site. Andrejko et Cohen, (1984) indiquent que la silicification des cellules bulliformes est plus importante quand la transpiration est élevée et quand le système racinaire a été submergé. Bremond *et al.* (2005b) évoquent l'hypothèse que l'enroulement de la feuille, dû à l'augmentation de la transpiration et/ou à l'augmentation du stress hydrique, va favoriser la précipitation de la silice dans les cellules bulliformes. Ainsi, la végétation locale des zones humides en milieu sec est concernée à la fois par un niveau de transpiration important et par une production de cellules bulliformes silicifiées élevée.

Ces cellules bulliformes sont facilement identifiables par leur taille assez importante (20-75 µm) mais aussi par leur forme qui ressemble à un éventail ("Cuneiform Bulliform cell") (Fig. 3.26 A, B,C) ou alors à un parallélépipède ("Parallelepipedal Bulliform cell")(Fig 3.26 D) (Twiss *et al.*, 1969 ; Kondo *et al.*, 1994).



Photos : A. Garnier

Figure 3.26 : Description des cellules bulliformes identifiées dans les échantillons modernes et fossiles.

(A) Cellules bulliformes dans les échantillons modernes issus des tissus végétaux de l'espèce *Echinochloa pyramidalis*. (B) "Cuneiform Bulliform cells" identifiées dans les échantillons fossiles ; (C) "Cuneiform bulliform cells" produites par l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* identifiées dans les échantillons modernes (plante) et fossiles ; (D) "Parallelepipedal bulliform cells" identifiées dans les échantillons fossiles. (Echelle 10 µm).

Lors de l'observation des assemblages phytolithiques issus des échantillons végétaux de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica*, il est apparu que les bulliformes cunéiformes (en éventail) produits par cette espèce étaient nettement plus grands (50-75 µm) et que leur forme était singulière (Communication orale K. Neumann). En effet, on observe une asymétrie prononcée avec un côté presque droit et un autre au $\frac{3}{4}$ plus court et de forme concave (Fig.3.26).

Toutes ces cellules sont produites par les Poaceae mais pas exclusivement. En effet, il a été démontré que les cellules longues et les "Parallelepipedal Bulliform cells" pouvaient provenir d'autres monocotylédones en particulier les Arecaceae (Palmiers) et les Cyperaceae (Andrejko et Cohen, 1984 ; Piperno, 1988 ; Strömberg, 2004). Ces phytolithes ne sont pas exclusivement diagnostiques des Poaceae et n'apportent pas d'informations taxonomiques précises en comparaison avec les cellules courtes. Cependant, dans notre étude, ces morphotypes ont quand même été comptés séparément car ils sont utilisés pour calculer un indice lié au stress hydrique (indice Fs voir *infra*).

- **Les trachéides**

Les tissus vasculaires qui comprennent le xylème et le phloème sont les tissus conducteurs qui assurent le transport de la sève des racines vers les feuilles, les fruits, les fleurs... Ils possèdent aussi un rôle dans le soutien de la plante. Ils sont produits par les dicotylédones en grande partie mais on les retrouve aussi dans certaines monocotylédones, ce qui rend leur interprétation écologique difficile. C'est pourquoi nous avons choisi de les classer comme non diagnostiques d'un groupe de plantes.

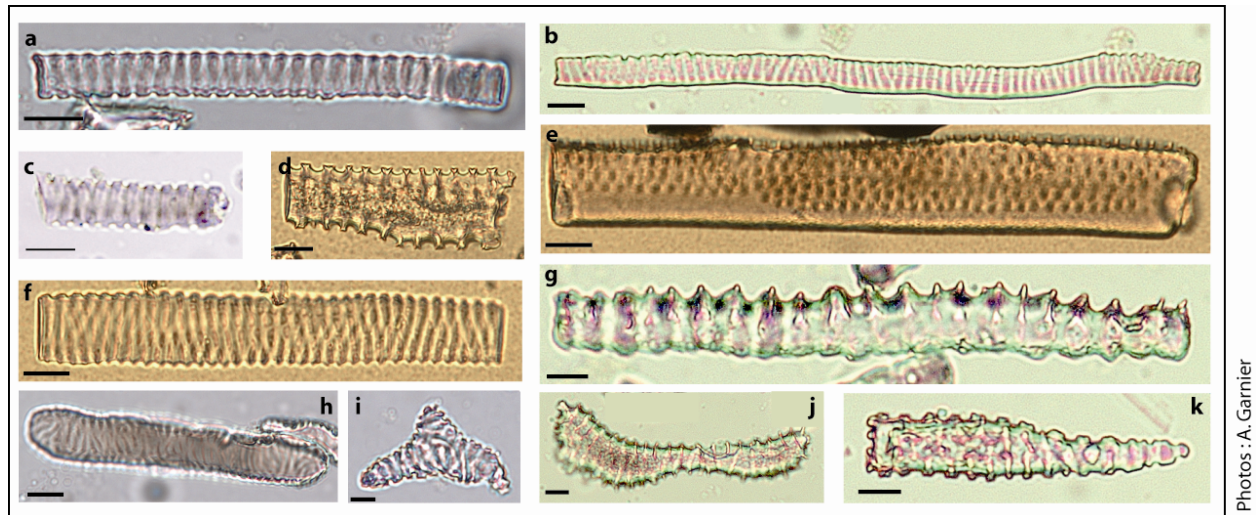


Figure 3.27 : *Trachéides non diagnostiques*

Trachéides de type scalariforme (b,d,f) réticulée (h), annelée (g, k), spiralée (a, c, i, j) ou ponctuée (c). Echelle : 10 μm.

Les **trachéides silicifiées** (Fig.3.27) sont de type allongé (30-200 μm) et sont caractérisées par leur surface ornementée qui indique une origine dans les tissus vasculaires. Souvent, l'ornementation de la surface de ces phytolithes reflète la structure de la paroi secondaire lignifiée. Celle-ci peut prendre différents aspects selon l'espèce et le stade de croissance (Esau, 1965). Pour les premiers vaisseaux qui se développent chez la plante, la paroi secondaire apparaît sous la forme d'anneaux ou de spirales ce qui permet l'allongement de la cellule. En fin du processus de croissance primaire ou lors de la croissance secondaire, les parois ont une ornementation de type scalariforme, réticulée et ponctuée. À ce stade de croissance, les cellules sont devenues très rigides et ne peuvent plus s'étirer. Ces phytolithes ne sont diagnostiques ni pour certaines espèces ni pour un groupe de plantes (Piperno, 2006).

3.2.4. L'interprétation des assemblages phytolithiques

En raison des phénomènes de redondance et de multiplicité propres aux phytolithes, les paléoenvironnementalistes utilisant les phytolithes ont dû développer une méthode alternative à l'identification taxonomique fine pour l'interprétation des spectres phytolithiques (Delhon, 2005). À partir d'une étude des échantillons modernes de sol prélevés dans les grandes plaines américaines, Fredlund et Tieszen. (1994) ont démontré que différentes formations herbacées pouvaient être caractérisées grâce à l'utilisation d'assemblages phytolithiques. Ils démontrent qu'il est nécessaire d'étudier les assemblages phytolithiques dans leur globalité afin de définir des tendances végétales (Fredlund et Tieszen, 1994). Depuis, la plupart des études paléoenvironnementales ont été menées à l'aide d'assemblages phytolithiques dans différents types de sédiments et dans différents milieux. Deux approches ont notamment été développées : l'approche par indice et l'approche dite « générale ».

3.2.4.1. L'approche par indice

L'approche par indice a essentiellement été développée sur le continent africain par les chercheurs du laboratoire CEREGE (Alexandre *et al.*, 1997a ; Barboni *et al.*, 1999, 2007 ; Bremond *et al.*, 2005a ; 2005b ; 2008) et a fait l'objet d'un travail de thèse réalisé par Laurent Bremond (Bremond, 2003). Cette approche s'appuie sur l'étude de phytolithes de taille inférieure à 60 μm et sur un nombre restreint de morphotypes (8-13) ayant une valeur taxonomique démontrée. Elle a pour objectif d'établir la relation entre la végétation et des paramètres climatiques tels que la température ou le degré d'aridité. Quatre indices ont été développés : les indices d'humidité-aridité (**Iph**), de couverture arborée (**D/P**), de stress hydrique (**Fs**) et de température (**Ic**). Pour certains de ces indices, les modes de calculs ont été modifiés par les auteurs au fur et à mesure des études (Tab.3.9).

a. L'indice d'aridité (Iph)

Cet indice qui fut créé par Diester-Haass et ses collaborateurs en 1973, avait pour objectif de mettre en avant les transitions humides-arides en Afrique de l'Ouest au cours du Pléistocène et de l'Holocène à partir d'assemblages issus de carottes marines prélevées au large des côtes ouest-africaines (Diester-Haass *et al.*, 1973). Il fut ensuite appliqué aux assemblages de sédiments continentaux africain (Alexandre *et al.*, 1997a ; Barboni *et al.*, 1999, 2007 ; Bremond *et al.*, 2005a, 2005b, 2008 ; Neumann *et al.*, 2009). Cependant, la méthode de calcul, qui vise à établir le ratio entre les phytolithes produits par les Chloridoideae (GSCP "saddle") et la somme des morphotypes produits par les Panicoideae et les Chloridoideae (GSCP "saddle" et "lobate"), est restée inchangée depuis 1973 (Tab.3.9). Dans les assemblages modernes et fossiles, cet indice est notamment utilisé en Afrique afin de montrer que les savanes sont dominées soit par les Chloridoideae (herbes courtes), qui indiquent des conditions climatiques sèches, soit par des Panicoideae (herbes hautes), qui témoignent de conditions plus humides. Bremond *et al.* (2005b) ont utilisé cet indice le long d'un transect latitudinal en Afrique de l'Ouest à travers 4 zones bioclimatiques définies par White (1983) : saharienne, sahélienne, soudanienne, guinéenne. Ils confirment la validité de cet indice comme indicateur de savane à herbes courtes et savane à herbes hautes. De plus, en comparant les résultats avec la disponibilité en eau exprimée par le rapport AEP/PET (Evapotranspiration réelle / Evapotranspiration potentielle) et les résultats palynologiques, Bremond et ses collaborateurs démontrent que les savanes à graminées hautes peuvent être différenciées des savanes à graminées basses avec une valeur seuil fixée à $20 \pm 1.4\%$. Dans cette étude, les valeurs supérieures à $20 \pm 1.4\%$ caractérisent les assemblages de 22 sur 24 échantillons de savanes à graminées basses alors que les valeurs inférieures sont issues d'assemblages de 23 sur 25 échantillons prélevés dans les savanes à graminées hautes (Bremond *et al.*, 2005b). Cependant, quelques exceptions sont à noter puisque certaines Panicoideae sont adaptées à des conditions humides locales en milieu aride tel que *Panicum turgidum* qui est une Panicoideae basse que l'on trouve au Sahara (Bremond *et al.*, 2005b). En la présence de cette espèce, les valeurs de l'indice Iph sont basses et indiquent donc un milieu humide au lieu de refléter les conditions arides du Sahara. De même, certaines espèces appartenant à la sous-famille des Arundinoideae produisent des types "saddle" (*Phragmites*) et d'autres bilobés (*Aristida stipa*). Leur enregistrement dans les assemblages phytolithiques peuvent alors modifier l'interprétation de l'indice Iph (Bremond *et al.*, 2005b). Enfin, Bremond *et al.* (2008) ont également utilisé cet indice dans les assemblages phytolithiques de régions montagneuses. Ils démontrent que dans ces types de végétation ou les Chloridoideae ne poussent pas en raison de la température, on ne peut tout simplement pas utiliser l'indice Iph puisque la plupart des GSCP "saddle" sont représentés par certaines espèces des Arundinoideae et des Bambusoideae, qui sont des sous-familles abondantes dans les zones montagneuses tropicales (Bremond *et al.*, 2008).

Article de référence	Nombre de morphotypes diagnostiques	Mode de calcul des indices			
		D/P	Iph	Ic	Fs
Définition générale		<u>Dicotylédones ligneux</u> <u>Poaceae</u>	<u>Chloridoideae</u> <u>Chloridoideae + Panicoideae</u>	<u>Pooideae</u> <u>Poaceae</u>	<u>Cuneiform bulliform cells</u> <u>Poaceae (+ elongate cells)</u>
Diester-Haass et al., 1973	?	—	$\frac{\text{Saddle GSCP}}{\text{Saddle} + \text{bilobate} + \text{cross}} \times 100$	—	—
Twiss, 1987, 1992	?	—	—	$\frac{\text{Pooideae GSCP}}{\text{GSCP Sum}} \times 100$	—
Alexandre et al., 1999	9	Globular decorated Elongate + bulliform + Acicular hair cells + (bilobate + cross + saddle) GSCP	$\frac{\text{Saddle GSCP}}{\text{Saddle} + \text{bilobate} + \text{cross}} \times 100$	—	—
Barboni et al., 1999	13	Globular decorated Bulliform + Acicular hair cells + (bilobate + cross + polylobate + saddle + rondel) GSCP	$\frac{\text{Saddle GSCP}}{\text{Saddle} + \text{bilobate} + \text{cross}} \times 100$	$\frac{\text{Rondel} + \text{rectangle GSCP}}{(\text{Rondel} + \text{rectangle} + \text{bilobate} + \text{cross} + \text{saddle}) \text{ GSCP}} \times 100$	—
Strömberg, 2002	21	Globular decorated + Cylindric faceted Elongate + bulliform + Acicular hair cells + (bilobate + cross + polylobate + saddle + rondel) GSCP	—	—	—
Bremond et al., 2005a	10	Globular decorated Bulliform + Acicular hair cells + (bilobate + cross + polylobate + saddle + rondel) GSCP	$\frac{\text{Saddle GSCP}}{\text{Saddle} + \text{bilobate} + \text{cross}} \times 100$	—	—
Bremond et al., 2005b	11	Globular decorated Bulliform + Acicular hair cells + (bilobate + cross + polylobate + saddle + rondel) GSCP	$\frac{\text{Saddle GSCP}}{\text{Saddle} + \text{bilobate} + \text{cross}} \times 100$	—	$\frac{\text{Cuneiform bulliform cells}}{\text{Cuneiform bulliform cells} + \text{Acicular hair cells} + (\text{bilobate} + \text{cross} + \text{saddle}) \text{ GSCP}} \times 100$
Barboni et al., 2007	13	Globular decorated Bulliform + Acicular hair cells + (bilobate + cross + polylobate + saddle + rondel) GSCP	$\frac{\text{Saddle GSCP}}{\text{Saddle} + \text{bilobate} + \text{cross}} \times 100$	$\frac{\text{Rondel} + \text{trapeziform} + \text{polylobate GSCP}}{\text{Sum GSCP}} \times 100$	$\frac{\text{Cuneiform bulliform cells}}{\text{Cuneiform bulliform cells} + \text{Acicular hair cells} + (\text{bilobate} + \text{cross} + \text{saddle}) \text{ GSCP}} \times 100$
Bremond et al., 2008	11	Globular decorated (bilobate + cross + polylobate + saddle + rondel) GSCP	$\frac{\text{Saddle GSCP}}{\text{Saddle} + \text{bilobate} + \text{cross}} \times 100$	$\frac{\text{Rondel} + \text{trapeziform} + \text{polylobate GSCP}}{\text{Sum GSCP}} \times 100$	—
Neumann et al., 2009	21	Globular decorated (bilobate + cross + polylobate + saddle + rondel) GSCP	$\frac{\text{Saddle GSCP}}{\text{Saddle} + \text{bilobate} + \text{cross}} \times 100$	$\frac{\text{Rondel} + \text{trapeziform} + \text{polylobate GSCP}}{\text{Sum GSCP}} \times 100$	—
Cette étude	25	Globular decorated Cellules courtes - types e	$\frac{\text{Saddle GSCP}}{\text{Saddle} + \text{bilobate} + \text{cross}} \times 100$	—	$\frac{\text{Cuneiform bulliform} + \text{parallelipipedal cells}}{\text{Cuneiform bulliform cells} + \text{Acicular hair cells} + (\text{bilobate} + \text{cross} + \text{saddle}) \text{ GSCP}} \times 100$

Réalisation : A. Garnier

Tableau 3.9 : Différents indices utilisés dans les études paléoenvironnementales africaines et leur mode de calcul selon les auteurs.

b. L'indice D/P

Cet indice qui fut proposé pour la première fois par Alexandre *et al.* (1997a) a pour objectif de décrire la densité de la couverture arborée. Le mode de calcul est le ratio entre les phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses et ceux produits par les Poaceae. Il a fait l'objet de nombreuses modifications depuis sa création (Tab.3.9). Mis à part Strömberg (2002) qui avait intégré dans la classe de dicotylédones ligneuses à la fois les globulaires ornementés et les scléréides cylindriques à facettes (Strömberg, 2002), les auteurs ont comptabilisé dans leur formule seulement les phytolithes globulaires comme dicotylédones ligneuses. En revanche, les Poaceae ont été comptabilisées de diverses manières, excluant au fur et à mesure certains morphotypes. Au début, l'ensemble des cellules longues (allongées, bulliformes, en pointe) et des cellules courtes étaient incluses dans la somme des Poaceae (Alexandre *et al.*, 1997a ; Strömberg, 2002). Par la suite, les cellules allongées ont été exclues des Poaceae car elles pouvaient être originaires d'autres familles (Barboni *et al.*, 1999, 2007 ; Bremond *et al.*, 2005a, 2005b). Récemment, les cellules bulliformes et en pointe ont été éliminées de la formule de calcul car leur abondance pouvait être environnementalement contrôlée (Bremond *et al.*, 2008). Depuis, le mode de calcul prend en compte seulement les cellules courtes pour représenter les Poaceae (Neumann *et al.*, 2009). Cet indice a été utilisé comme outil paléoécologique en Afrique (Alexandre *et al.*, 1997a, Barboni *et al.*, 1999), dans les Grandes Plaines américaines (Strömberg, 2002) et en Europe méditerranéenne (Delhon *et al.*, 2003 ; Bremond *et al.*, 2004). À partir d'échantillons de surface récoltés dans différents milieux, Alexandre *et al.* (1997a) montrent que dans les environnements fermés de type forêt humide, la valeur de l'indice D/P est supérieure à 1 alors que dans des milieux plus ouverts tels que la savane, elle est inférieure à 1. Cependant, en raison d'un manque de référentiels modernes, l'interprétation de cet indice restait hasardeuse. Bremond *et al.* (2005a) ont voulu remédier à ce problème en corrélant cet indice avec des données précises sur la densité du couvert arboré fournies par le LAI (Indice de Surface Foliaire). Ainsi, l'indice D/P a été calculé pour 26 échantillons prélevés le long d'un transect traversant 5 types de végétation différents dans le sud-est du Cameroun. Les résultats indiquent une corrélation non-linéaire entre les valeurs du LAI et celles du D/P qui peut s'expliquer par un enregistrement à différentes échelles spatiales et temporelles selon les indices. En effet, le LAI reflète le couvert arboré de façon ponctuelle alors que les phytolithes enregistrent la végétation à l'échelle moyenne et sur une période pouvant aller de plusieurs décennies à plusieurs siècles (Bremond *et al.*, 2005a). Cependant, les assemblages phytolithiques et l'indice D/P permettent de distinguer les différents types de végétation avec des valeurs plus élevées pour les zones sous forêt et les valeurs les plus faibles pour les zones de savanes (Bremond *et al.*, 2005a).

La validité de cet indice a été questionnée pour d'autres zones d'étude. En zone tempérée et méditerranéenne (Delhon *et al.*, 2003 ; Bremond *et al.*, 2004 ; Strömberg, 2004), les auteurs ont démontré que les phytolithes globulaires ornementés ne sont pas produits par l'ensemble des arbres non tropicaux. L'utilisation de l'indice D/P pour mettre en évidence la densité de la couverture arborée est valide seulement pour les zones tropicales de faible altitude (Bremond *et al.*, 2008). Strömberg (2002, 2004, 2009) a comparé les deux approches (générale et par indice) et démontre que l'interprétation est différente concernant l'ouverture de la végétation. En effet, alors que les résultats de l'indice D/P suggèrent une végétation ouverte, l'approche utilisant tous les morphotypes indique une végétation plus fermée avec la présence importante de phytolithes produits par les Bambusoideae, les dicotylédones ligneuses et les palmiers (Strömberg, 2002, 2004). Cet indice ne peut pas être utilisé pour des types de végétation dominés par les Bambusoideae puisque même s'ils font partie des Poaceae, ils représentent une végétation dense et fermée. Ainsi, dans notre étude où l'on enregistre dans les assemblages fossiles des GSCP "collapsed saddle", caractéristique de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica*, nous avons fait le choix d'exclure ce morphotype de la somme des Poaceae afin de ne pas surestimer l'ouverture des paysages (Tab.3.9).

c. L'indice Fs

Cet indice détermine le stress hydrique en mesurant le taux de silification de la plante. Il se calcule en établissant la proportion des cellules bulliformes par rapport au total des phytolithes de Poaceae moins les cellules allongées (Tab.3.9). Cet indice a été créé par Bremond et ses collaborateurs (2005b) qui évoquent l'hypothèse que l'enroulement de la feuille, dû à l'augmentation de la transpiration et/ou à l'augmentation du stress hydrique, va favoriser la précipitation de la silice dans les cellules bulliformes. Ils ont calculé cet indice à partir de 62 échantillons prélevés le long d'un transect latitudinal en Afrique de l'Ouest. Ils montrent d'une manière générale que la valeur de l'indice Fs augmente du sud au nord (Bremond *et al.*, 2005b). En zone guinéenne, soudanienne et sahélienne, les valeurs sont inférieures à 25 % alors que les échantillons prélevés dans le nord du Sahel et en zone saharienne ont des valeurs Fs élevées (31 à 52%). Cet indice a également été utilisé par Barboni *et al.* (2007) pour des assemblages africains, qui proposent les mêmes conclusions avec des valeurs plus élevées dans les environnements xériques que pour les forêts mésophiles et les bois. Ainsi, l'indice Fs semble bien refléter le stress hydrique de la végétation. En revanche, dans les études de Bremond *et al.* (2005b) et Barboni *et al.* (2007), seules les cellules bulliformes cunéiformes (en éventail) ont été prises en compte dans le mode de calcul. Selon Borba-Roschel *et al.*, (2006), le nombre de cellules bulliformes parallélipédiques augmentent aussi en contexte de stress hydrique. Nous avons donc fait le choix de considérer dans la catégorie des cellules bulliformes à la fois les cunéiformes (en éventail) et les parallélipédiques (Tab.3.9).

d. L'indice Ic

L'indice Ic a été développé par P. Twiss et est essentiellement adapté à des régions tempérées puisqu'il décrit la proportion des graminées de type C3, caractéristiques des régions froides contre celles de type C4, plus adaptées à la chaleur (Twiss, 1992). Cet indice se calcule en établissant le ratio entre les phytolithes de Pooideae (type "rondel", "rectangle" et "trapeziform") et la somme des Poaceae. En milieu tropical, cet indice peut être seulement utilisé dans les régions montagneuses où l'altitude permet le développement des Pooideae. Bremond *et al.* (2008) ont calculé cet indice dans les assemblages phytolithiques d'échantillons provenant du Mont Kenya (Kenya) et du Mont Rungwe (Tanzanie). Les résultats indiquent que cet indice est un bon traceur de la répartition des Pooideae, des Arundinoideae et des Bambusoideae (Poaceae à cycle C3) *versus* les Panicoideae (principalement des Poaceae à cycle C4) qui disparaissent avec l'altitude. L'indice Ic est proche de 0 lorsque ces 3 sous-familles sont absentes comme dans les zones de basses altitudes tropicales alors qu'il atteint près de 50% quand elles sont présentes dans les mêmes proportions que les Panicoideae. Enfin, dans les zones de hautes altitudes, lorsque les Pooideae et les Arundinoideae sont dominantes, l'indice Ic atteint des valeurs comprises entre 80 et 96% (Bremond *et al.*, 2008). Cet indice, source d'information confirmée pour les études paléoécologiques des régions montagneuses ou tempérées ne sera pas utilisé dans cette étude, en raison de l'absence des Pooideae.

e. Les autres indices

Récemment, une étude s'est intéressée à la représentation des phytolithes au sein des Poaceae des environnements humides, en particulier ceux du lac Tchad (Novello *et al.*, 2012). Au total, le contenu phytolithique de 46 espèces de Poaceae et Cyperaceae ainsi que 26 échantillons de sols/sédiments modernes ont été analysés. La diversité morphologique et l'abondance relative des phytolithes pour chacune des espèces végétales étudiées ont été évaluées. Une analyse de "test value" a été menée sur ces différents

morphotypes afin d'identifier des cohortes associées à des espèces avec des affinités aquatiques, mésophytiques et xérophytiques. Ainsi, trois indices ont été créés (Novello *et al.*, 2012) :

- (1) Le **signal aquatique** peut être déduit de la présence et abondance d'une cohorte de huit types de GSCP : "rondel" (Ro-2, Ro-6), "tabular bilobate with concave ends" (Bi-7), "trapeziform bilobates" (Bi-11, Bi-12), "trapeziform crosses" (Cr-5, Cr-7), et "trapeziform saddle" (S-4). Les proportions cumulées sont de 42% en moyenne dans les échantillons associés au lac Tchad alors qu'ils atteignent seulement 23% et 14% pour les échantillons provenant des zones soudanienne et sahélienne.
- (2) Le **signal mésophytique** est identifié par la cohorte de cinq types de GSCP : "crescent rondel" (Ro-5), "short tabular bilobate" (Bi-2), "long tabular bilobates" (Bi-5, Bi-15) et "tabular 3-lobed cross" (Cr-1). Cependant, les valeurs de cet indice ne montrent pas vraiment de distinction entre les échantillons des différentes zones bioclimatiques.
- (3) Le **signal xérophytique** est caractérisé par une cohorte de cinq types de GSCP : "rondel type" (Ro-1), "tabular saddles" (S-1, -2, et -3) et "trapeziform saddle" (S-5). Cet indice est différent selon les zones bioclimatiques puisque les proportions cumulées sont de 50% pour les échantillons prélevés dans les environnements sahéliens secs, contre seulement 19% pour les échantillons associés aux environnements soudaniens plus humides.

Ces indices, notamment pour le signal aquatique et xérophytique, semblent être un outil efficace et complémentaire des autres indices existants afin de caractériser l'évolution paléoécologique et paléoenvironnemental des milieux semi-aride et humides. Cependant, l'utilisation de ces indices s'avère contraignant car il est nécessaire de développer un système de classification fine avec l'identification de 38 GSCP. C'est pourquoi nous n'avons pas pu calculer ces indices dans notre étude.

3.2.4.2. L'approche générale

- **Présentation**

L'approche par indice permet d'obtenir des informations intéressantes et de pouvoir comparer les assemblages phytolithiques de différentes régions et milieux entre eux s'ils ont le même mode de calcul. Cependant, les indices sont majoritairement construits à partir des phytolithes de Poaceae, ce qui peut poser problème dans les environnements où ceux-ci sont faiblement représentés. Pour une reconstruction de la végétation hors de la savane telle que dans les habitats de forêt galerie, de zones humides ou encore dans les milieux anthropisés, il est nécessaire d'avoir une approche plus générale. Ainsi, cette approche tient compte de tous les types et de toutes les tailles de phytolithes qui peuvent être identifiés et préconise d'utiliser toutes les informations disponibles afin d'obtenir une interprétation proche du type de végétation. Elle a souvent été mise de côté par les chercheurs en raison du phénomène de multiplicité et de redondance propre aux phytolithes. Cependant, ces dernières années, de nombreuses études ont permis d'améliorer la signification taxonomique des phytolithes. Caroline Strömberg (2004) a largement contribué au développement de l'utilisation de cette approche dans les études paléoécologiques. Elle propose les règles suivantes :

- (1) utiliser dans sa globalité la composition des assemblages phytolithiques correspondant à la structure de la végétation à savoir (a) l'abondance des indicateurs de forêt par rapport à ceux des Poaceae (b) la présence et la proportion de phytolithes clés;
- (2) étudier les morphotypes de toutes tailles ;

- (3) comparer la fréquence relative de chacun des morphotypes, même ceux non diagnostiques, entre les assemblages et la considérer comme une donnée.

Sur le continent africain, cette approche a été menée par Runge (1996, 1999, 2000a, 2000b, 2001), Mercader *et al.* (2000, 2009, 2011), Vrydaghs et Doutrelepon (2000), Albert *et al.* (2006, 2009), Albert et Bamford (2012) ; Bamford *et al.* (2006), Neumann *et al.* (2009), Eichhorn *et al.* (2010), Cordova et Scott (2010) et Cordova (2013). Cette étude s'inscrit dans la même démarche. Cependant, par rapport aux études précédentes, nous avons apporté une modification dans la restitution des résultats de l'approche dite générale. Nous avons distingué pour chacune des classes de morphotypes le nombre de phytolithes brûlés de ceux non brûlés (Garnier *et al.*, 2013). Déterminer leur fréquence au sein de chacun des différents assemblages nous permet de montrer les dynamiques qui opèrent au cours du temps et selon les espèces et donc selon les différents milieux. Le but est de comprendre pour chacune des périodes, s'il y a eu des feux et si oui, quel type de végétation a été brûlé. La distinction de ces phytolithes brûlés est une source d'information importante afin de comprendre les variables de contrôle (naturelles et/ou anthropiques) qui sont intervenues dans l'évolution de la végétation.

• Représentation et outils statistiques

L'ensemble de ces données a été reporté sur des diagrammes phytolithiques réalisés à l'aide du logiciel TILIA (Grimm, 2004). Au sein du diagramme, les différentes classes de phytolithes diagnostiques ont été figurées ainsi que les phytolithes non diagnostiques, les phytolithes carbonisés, les indices et enfin les microcharbons, diatomées et spicules d'éponges.

Afin de rendre plus lisible les données issues de l'étude des assemblages phytolithiques modernes et fossiles, nous avons opté de les traiter par l'ACP (Analyse en Composantes Principales). Cette méthode, dite de statistique exploratoire multidimensionnelle, permet de synthétiser et de représenter l'information contenue dans un gros volume de variables quantitatives. Elle se base sur la simplification et la visualisation de l'ensemble des observations dans un espace à deux ou trois dimensions. L'objectif de l'ACP est double. Dans un premier temps, cette méthode vise à identifier les variables corrélées (variables dont la réponse des individus évolue dans le même sens). Dans un second temps, l'ACP cherche à identifier les données permettant de maximiser la variabilité inter-individus. Pour la première composante (axe des ordonnées), l'ACP crée ainsi une néovariable maximisant les deux conditions exprimées ci-dessus. Une seconde et troisième composante peuvent éventuellement être ajoutées suivant la même logique, tout en considérant une corrélation nulle entre les différents axes. Le choix de limiter les variables permet ainsi de rendre l'information moins redondante. Cependant, afin d'être statistiquement crédible, le pourcentage de la variabilité de ces deux variables doit être suffisamment élevé.

Elle aboutit à une représentation des données (variables et individus) sous forme de nuage de points (diagrammes de dispersion) par rapport aux deux variables représentées comme des axes. Les variables (morphotypes) sont projetées dans un nouvel espace, selon des directions d'inertie maximale. Ceci permet de mettre en avant les corrélations entre les variables (morphotypes). De même, ce cercle des corrélations permet d'interpréter la signification des axes (ex : végétation fermée vs. végétation ouverte, végétation sahélienne vs. végétation soudanienne...).

Dans le cadre de notre étude, l'ACP s'est révélée être le meilleur outil afin de (1) grouper des échantillons avec des assemblages phytolithiques les plus ressemblants et (2) faire ressortir les morphotypes dominants selon les différents assemblages et donc tenter de réaliser une typologie des formations végétales.

Au travers des assemblages phytolithiques, l'ACP facilite la représentation et l'interprétation spatio-temporelle de l'évolution du couvert végétal du bassin versant du Yamé au cours de l'Holocène.

3.2.4.3. Spicules d'éponges, diatomées et microcharbons : des informations supplémentaires

Dans les enregistrements sédimentaires, d'autres matériaux siliceux sont préservés : les diatomées et les spicules d'éponges. Composé de silice inorganique, ils se conservent, au même titre que les phytolithes, dans les sols et sédiments sur des périodes très longues (Clarke, 2003) et résistent aux différentes attaques chimiques lors de l'extraction des phytolithes en laboratoire. Les micro-charbons, malgré leur nature organique sont aussi observés dans les préparations phytolithiques (Fig.3.28).

Les **diatomées** (classe des Bacillariophyceae) sont des micro-algues jaunes ou marrons d'une taille microscopique variant de quelques micromètres à plus de 500 μm . Leur faible besoin en lumière et en humidité pour se développer les prédisposent à occuper les milieux aussi différents que l'eau (eaux douces, salées et saumâtres, courantes et stagnantes, suintantes et intermittentes...), l'air (aérosols) et le sol (sols humides, parois de cavernes...). Chaque cellule fabrique une carapace en opale, appelée frustule, composée de deux valves qui s'adaptent comme une boîte dans son couvercle. La minéralisation des parois assure leur bonne conservation dans les sédiments après la mort des cellules. La taille, la forme et l'ornementation des valves des diatomées, très diversifiées sont de précieux critères de détermination taxonomique (Gasse *et al.*, 1983 ; Battarbee, 1986).



Figure 3.28 : Spicules d'éponges et microcharbons dans les assemblages modernes de la vallée du Yamé

(a) Spicule d'éponge entier ; (b) Spicule d'éponge cassé ; (c) Microcharbon ; (d) Morceaux de diatomées ; (e) Phytolithes brûlés

Les **spicules d'éponges** correspondent aux corps siliceux produits par les éponges et qui sont conservés après la mort de l'éponge (Fig.3.28). En Afrique, 58 espèces ont été observées (Manconi et Pronzato, 2009). On les retrouve dans tous les environnements humides tels que les lacs, les rivières mais aussi les sols humides. Elles peuvent alors être utilisées comme indicateur paléoenvironnemental mais très peu d'études s'y sont intéressées (Harrison, 1988 ; Piperno, 1988 ; Schwandes et Collins, 1994 ; Chauvel *et al.*, 1996 ; Clarke, 2003 ; Sangen *et al.*, 2011). Comme les phytolithes et les diatomées, les spicules d'éponges sont soumis aux facteurs de dispersion tels que l'eau ou le vent. Il a d'ailleurs été démontré que les spicules transportés sur une longue distance présentent un degré de détérioration avancé (cassé ou abimé) alors que les spicules déposés localement sont préservés en entier (Schwandes et Collins, 1994;

Chauvel *et al.*, 1996 ; Zucol *et al.*, 2005 ; Sangen *et al.*, 2011). Nous avons ainsi choisi comme pour les diatomées de compter séparément ceux fragmentés et ceux entiers.

Les **micro-charbons** ont aussi été identifiés dans les assemblages phytolithiques. Ils correspondent aux restes de la végétation qui a été brûlée. Cependant, leur taille microscopique ne permet aucune identification de l'espèce concernée.

Conclusion

L'utilisation de ces deux approches doit nous permettre de répondre à la problématique posée. Ainsi, l'objectif scientifique de la démarche géomorphologique est de **reconstruire l'évolution du système fluvial** et notamment l'évolution des flux liquides et solides de l'amont à l'aval et des échanges latéraux au sein du bassin versant. Pour la démarche biogéographique, il s'agit de **comprendre l'évolution du couvert végétal du bassin versant** au travers de l'étude des phytolithes. Il n'est pas aisé de trouver un indicateur biologique capable de reconstituer les conditions végétales du bassin versant sur le long terme en raison des contraintes propres à cet environnement (nature sédimentologique, transport des particules...). Les phytolithes apparaissent particulièrement appropriés pour ce type d'environnement de dépôt alors que pourtant, les études phytolithiques en milieu fluvial demeurent rares (Cary *et al.*, 2005 ; Neumann *et al.*, 2009 ; Sangen *et al.*, 2011). Cependant, ce qui marque l'originalité de ce travail n'est pas tant l'utilisation des phytolithes en milieu fluvial mais plutôt la complémentarité de ces deux approches qui illustre un réel développement méthodologique. En effet, l'objectif de ce travail est de définir s'il est possible de déterminer l'aire d'origine des phytolithes contenus dans les sédiments selon l'étude géomorphologique de ces derniers. Cette recherche sera menée premièrement sur les dépôts colluviaux –alluviaux contemporains de la vallée du Yamé (chapitre 4 et 6) puis ensuite sera transposée aux sédiments holocènes (chapitre 5 et 7).



Les dynamiques du système fluvial du Yamé au cours de l'Holocène

Chapitre 4 : Caractérisation du fonctionnement hydro-sédimentaire actuel	143
Chapitre 5 : Reconstitution des dynamiques hydro-sédimentaires holocènes de la vallée du Yamé	177

Caractérisation du fonctionnement hydro-sédimentaire actuel

Introduction

Afin d'étudier les dynamiques holocènes d'un système fluvial, il est nécessaire de s'intéresser au fonctionnement actuel du cours d'eau. Comprendre la capacité d'une rivière à s'adapter aux variables de contrôle que sont les débits liquides et solides nous permet de concevoir les causes des métamorphoses fluviales passées. Le présent est la clé du passé (Brown, 1997). La notion d'échelle, qu'elle soit spatiale ou temporelle, constitue l'un des concepts majeurs permettant d'appréhender les dynamiques régissant les systèmes et notamment les hydrosystèmes (Amoros *et al.*, 1988). Les études conduites en géomorphologie fluviale ont souvent privilégié deux échelles : celle très **locale** à laquelle les processus d'érosion, de transport ou de dépôt sont mesurés et celle du **bassin versant** ou du continuum fluvial qui sont définis par la succession de styles fluviaux. Cette dernière échelle d'étude a notamment été développée par les pionniers de la géomorphologie fluviale Leopold et Wolman (1957) et Schumm (1977). En revanche, les études conduites à l'échelle intermédiaire **du tronçon** sont rares. Elles permettent pourtant de mettre en avant la dimension latérale du système mais aussi les discontinuités longitudinales et leurs seuils (Piégay *et al.*, 2000).

L'objectif de ce chapitre est de comprendre le mode de fonctionnement du bassin versant actuel du Yamé à différentes échelles spatiales : celle du tronçon fluvial, du secteur et du bassin versant. Trois analyses distinctes ont été conduites : (1) sur le terrain, afin d'identifier les différentes formes à l'échelle de tronçons fonctionnels, (2) un travail de SIG, afin de caractériser les différents styles fluviaux caractéristiques du Yamé et les tronçons associés et enfin (3) un travail de laboratoire, qui a permis d'établir un modèle de transport et de dépôts des sédiments contemporains au travers d'une analyse granulométrique.

4.1. Les styles fluviaux du Yamé

Depuis les travaux pionniers de Leopold et Wolman (1957) et de Schumm (1977), le système fluvial a souvent été considéré comme un continuum longitudinal où des changements progressifs sont enregistrés de l'amont vers l'aval des cours d'eau. Ils correspondent à une augmentation du débit, de la largeur et de la profondeur du chenal, une réduction de la pente ou encore à une diminution de la taille des matériaux. Cependant, ce modèle de fonctionnement des cours d'eau fait aujourd'hui l'objet de débats au sein de la communauté scientifique. Plusieurs auteurs ont mis en évidence des discontinuités liées notamment à la

variabilité des conditions lithologiques (Ichim et Redoane, 1990 ; Ferguson et Ashworth, 1991 ; Piégay *et al.*, 2000), à la tectonique (Schumm et Spitz, 1996 ; Astrade et Bravard, 1999), à la nature des versants (Grant *et al.*, 1990) ou encore à la végétation de fond de vallée (Clifton, 1989). De même, il a pu être démontré qu'un affluent important contribue à modifier les caractères du cours d'eau (Bruns *et al.*, 1984 ; Rice, 1999). D'autres auteurs ont mis en avant les effets de cette discontinuité sur la biocénose (Minshall et Petersen, 1985 ; Piégay *et al.*, 2000 ; Rice *et al.*, 2001). Ainsi, Perry et Schaeffer (1987) ont proposé le concept de « discontinuité fluviale » (*discontinuum river concept*) en réponse à celui de continuum fluvial de Vannote *et al.* (1980).

Selon Frissell *et al.* (1986), qui admettent que les cours d'eau sont organisés de manière hiérarchique, nous souhaitons ici investiguer la discontinuité longitudinale du Yamé à différentes échelles spatiales. Notre objectif est de réaliser une typologie des styles fluviaux, de leur processus et des variables de contrôle qui agissent à ces différentes échelles. Jusqu'à aujourd'hui, la détection de seuils et de tronçons homogènes a été faiblement développée. La délimitation des styles fluviaux d'un cours d'eau est souvent subjective et utilise principalement des estimations visuelles et graphiques (Astrade et Bravard, 1999 ; Gurnell *et al.*, 2000 ; Michalkova *et al.*, 2011 ; Leviandier *et al.*, 2012).

Afin de remédier à ce problème, nous avons fait le choix dans cette étude d'adopter une démarche à la fois qualitative, au travers d'une étude de terrain, et quantitative par la réalisation d'un SIG (Système d'Information Géographique). Si l'approche sur le terrain a permis de caractériser des formes et les processus associés pour certains secteurs de la vallée, la mise en place d'un SIG a permis d'étendre cette étude à l'ensemble de la vallée. En effet, la digitalisation de la plaine alluviale et du chenal ont permis le calcul de plusieurs indices, révélateurs de styles fluviaux particuliers. Ainsi, la vallée du Yamé a été segmentée en 240 entités élémentaires de 500 m de longueur. Ces indices, calculés pour chacune de ces entités, ont ainsi permis d'identifier tout au long du Yamé des tronçons homogènes d'un point de vue hydro-géomorphologique et caractéristiques d'un style fluvial particulier.

4.1.1. Identification des formes sur le terrain

Lors des missions de prospection, une attention particulière a été portée à la connaissance du fonctionnement hydro-sédimentaire actuel et à la caractérisation des différentes unités fonctionnelles du système fluvial. L'objectif étant de caractériser les différents styles fluviaux de la vallée du Yamé d'amont en aval et de déterminer la structure de la vallée en identifiant notamment l'occurrence spatiale et temporelle des inondations. À l'aide de photographies aériennes, un suivi systématique des formes et des formations superficielles a été mené pour une bonne partie de la vallée du Yamé puis ensuite digitalisé sur ArcGis©. En raison du manque de données historiques (expansion spatiale des crues historiques...) et quantitatives (hauteur d'eau, vitesse d'écoulement...), cette méthode se révèle être la plus adaptée afin de comprendre le contexte local et le fonctionnement hydro-sédimentaire contemporain du Yamé.

Le premier objectif a donc été de délimiter les unités géomorphologiques du Yamé. Au sein de la plaine alluviale (fond de vallée), trois unités ont pu être identifiées (Fig.4.1).

Elles se distinguent principalement par la topographie, la nature et la fréquence des écoulements.

- Le **chenal** correspond au chenal de hautes-eaux limité par ses berges. En période de décrue, il comprend un lit mineur et secondairement des bancs émergents et des mares résiduelles. Il est généralement à sec pendant la saison sèche.
- La **très basse terrasse**, surélevée de quelques décimètres à mètres par rapport au chenal, est inondée systématiquement par les crues débordantes annuelles. Elle comporte également des mares temporaires. Elle n'a pas été identifiée pour l'ensemble de la vallée.

- La **basse terrasse** (plaine alluviale) domine la très basse terrasse et le chenal de plusieurs mètres (2-3 m) par un talus. Elle permet l'expansion des crues lors des épisodes plus rares ou exceptionnelles telles que des crues de 1937 ou 2007. Elle correspond à la zone d'expansion maximale des crues connues.

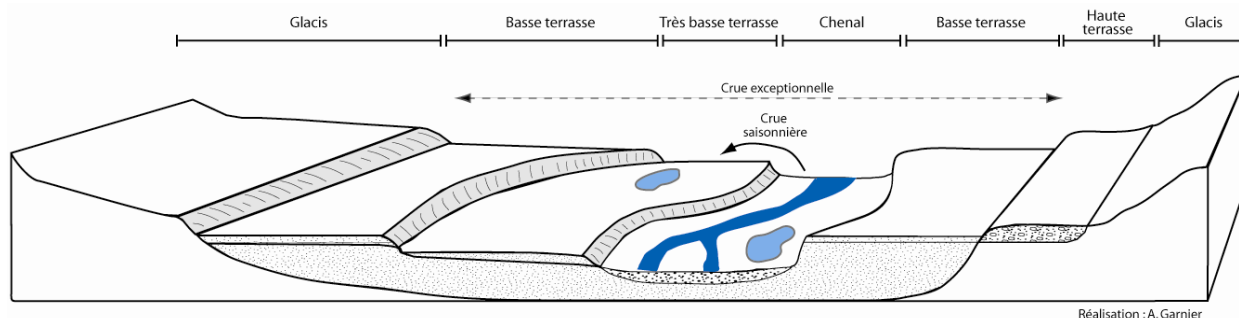


Figure 4.1 : Différentes unités géomorphologiques identifiées dans la vallée du Yamé.

Des annexes fluviales telles que les mares sont aussi présentes dans le chenal ou sur la très basse terrasse après le passage des crues au début de la saison humide.

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées afin de distinguer ces différentes formes. S'il est assez facile de délimiter les marges du chenal, qui correspondent à la bande active avec des lits d'étiage et ses bancs sableux, il est plus difficile d'identifier la très basse terrasse et la basse terrasse. La méthode la plus efficace est d'étudier le fonctionnement du cours d'eau en période de crue afin de définir l'occurrence spatiale et temporelle de l'inondation. Une seule mission (octobre 2010) s'est déroulée au tout début de la saison sèche alors que les formes et traces liées aux hautes-eaux étaient encore fraîches. Les autres missions ont été programmées lors de la saison sèche par commodité, il a été alors nécessaire de trouver des indices nous aidant à délimiter les différentes formes du fond de vallée. La végétation constitue souvent une très bonne indication de l'étendue de l'inondation saisonnière et de la présence de l'eau pendant un certain temps. Elle reflète les conditions édaphiques liées aux unités géomorphologiques de la plaine alluviale. La surface de cette dernière est constituée par la limite entre les limons de débordement et les sédiments hétérométriques des glacis. Ainsi, la pratique du terrain est indispensable et la discrimination peut alors s'appuyer sur la description de la granulométrie et la couleur des dépôts.

Selon le positionnement au sein du bassin versant et les caractéristiques physiques du tronçon, toutes ces unités géomorphologiques ne sont pas présentes. En zone amont, il arrive parfois que la plaine alluviale n'existe pas et que seul le chenal soit identifié. Enfin, à l'aval, l'affaiblissement de la pente provoque une diminution de la granulométrie et la très basse terrasse est aussi constituée de dépôts fins. Les sédiments de la basse terrasse se distinguent toujours nettement du chenal mais difficilement de ceux de la très basse terrasse. Ce travail de terrain nous a aussi permis d'identifier différents glacis ainsi que les interfluvies gréseux et latéritiques. S'il est assez facile de distinguer les cuirasses latéritiques et le grès à partir d'images satellites et de photographies aériennes, seul le terrain permet de cartographier la limite entre le glacis supérieur et le glacis secondaire (cf : chapitre 2). En effet, ils se distinguent d'une part par la topographie (rebord de talus) et par leur couleur (le glacis supérieur est plus rouge).

4.1.2. Généralisation à l'ensemble de la vallée

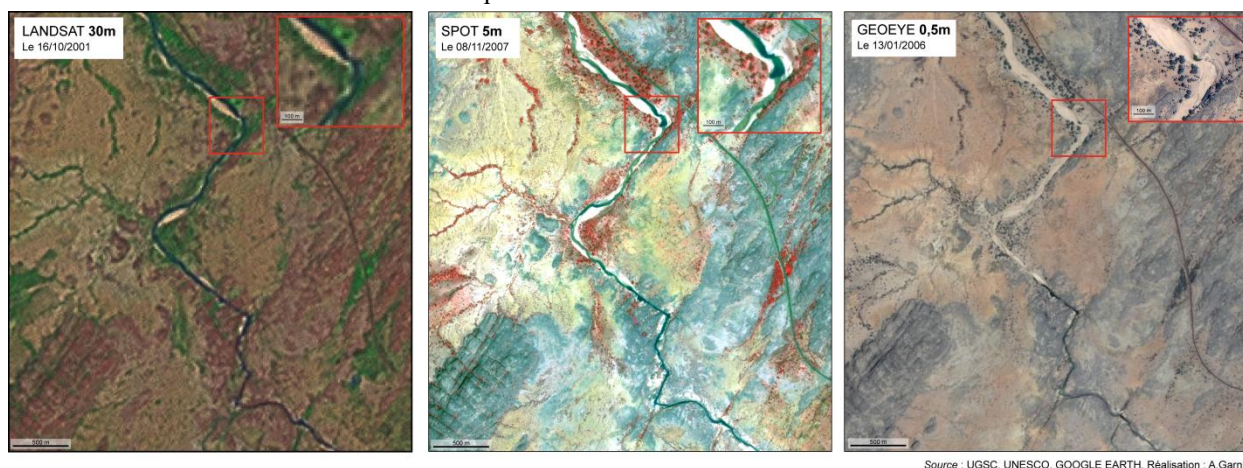
Ce travail de terrain a permis de caractériser les formes et les processus hydrosédimentaires qui interviennent pour différents tronçons de la vallée. Afin d'établir un modèle de fonctionnement du système fluvial à l'échelle du bassin versant, il a été nécessaire de généraliser les résultats obtenus à l'ensemble de la vallée (137 km). Ce travail aurait nécessité un investissement sur le terrain trop important par rapport aux

moyens disponibles. C'est pourquoi nous nous sommes appuyés sur les données numériques disponibles (photographies aériennes et images satellites) afin d'identifier avec précision les formes et d'extraire des variables permettant de les décrire de manière générique.

4.1.2.1. Cartographie du chenal et de la plaine alluviale

Pour l'ensemble de la vallée du Yamé, le chenal et la plaine alluviale ont été cartographiés grâce à un travail de photo-interprétation et de télédétection. Cette étape nécessite l'utilisation d'images avec des résolutions spatiales fines afin de pouvoir identifier les limites entre les différentes unités géomorphologiques.

Deux types d'images étaient à disposition pour la vallée du Yamé : les images LANDSAT qui ont une résolution spatiale de 30 m et les images SPOT dont la résolution est de 2,5m en panchromatique et de 5 m en multispectral. Cependant, la résolution spatiale de ces images satellites n'est pas assez fine pour pouvoir distinguer avec précision les limites subtiles des différentes unités géomorphologiques (Fig.4.2). En revanche, la résolution des images SPOT combinée à un choix de visualisation appropriée permet de discerner clairement certaines unités géomorphologiques et paysagères. Ainsi, les visualisations en « fausses couleurs » permettent d'identifier facilement l'eau, la végétation ou encore les buttes latéritiques grâce à la composition colorée (Fig.4.2). C'est la raison qui nous a conduit à privilégier l'utilisation de ces images en association avec les images panchromatiques Geoeeye (50 cm) accessibles via Google Earth (Fig.4.2). La digitalisation du chenal et de la plaine alluviale a été réalisée directement à partir de Google Earth puis ensuite les données vectorisées ont été exportées vers ArcGis © afin de réaliser des calculs.



Source : UGSC, UNESCO, GOOGLE EARTH. Réalisation : A. Garnier

Figure 4.2 : Visualisation d'un tronçon du système fluvial du Yamé à partir d'images satellites à différentes résolutions spatiales

Le chenal a été délimité à partir d'une reconnaissance sur image satellite des formes observées sur le terrain pour certains secteurs puis par une extrapolation pour l'ensemble de la vallée. Si les limites du chenal sont facilement identifiables à partir des images satellites (chenaux en eau et bancs sableux) délimité par ses berges, celles de la plaine alluviale sont plus complexes à déterminer. Certains chercheurs proposent de construire cette couche vectorielle à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) en tenant compte des cellules situées avec une valeur inférieure, concernant l'altitude, à un seuil fixé de manière empirique par rapport au chenal (x mètres) (Wiederkehr *et al.*, 2010). Les données actuellement disponibles pour la vallée du Yamé, telles que les MNT SRTM à 90 m, et ASTER à 30 m, n'ont pas une résolution suffisamment précise pour faire ce type de travail. La bonne connaissance du terrain ainsi que la répartition de la végétation permettent de déterminer la limite entre les glacis et le fond de vallée. En effet, on observe

tout le long du Yamé un corridor alluvial qui s'est avéré sur le terrain être un bon marqueur des limites de l'espace potentiellement inondable.

4.1.2.2. Segmentation du cours d'eau

Afin de caractériser les différents styles fluviaux d'amont en aval de la vallée, nous avons voulu définir la variabilité longitudinale des deux variables précédemment digitalisées : le chenal et le fond de vallée. Nous nous sommes appuyés sur la méthode développée par Alber et Piégay. (2011). La première opération consiste à segmenter le cours d'eau en unités spatiales identiques. Pour cela nous avons choisi de calculer la largeur moyenne du fond de vallée et du chenal par unités spatiales de 500 m de long. Cette taille a été choisie de manière empirique car elle permet d'avoir un nombre suffisant d'individus et surtout, elle n'est pas trop grande pour mélanger plusieurs styles fluviaux et n'est pas trop petite pour marquer des changements significatifs entre les tronçons. Au total, le Yamé a été segmenté en 240 tronçons de 500 m chacun. Cette segmentation a été réalisée à partir d'un travail de SIG conduit à partir du logiciel ESRI Arcgis 10© et des outils Spatial Analyst, ArcHydroTools. Elle comporte quatre étapes principales (Fig.4.3).

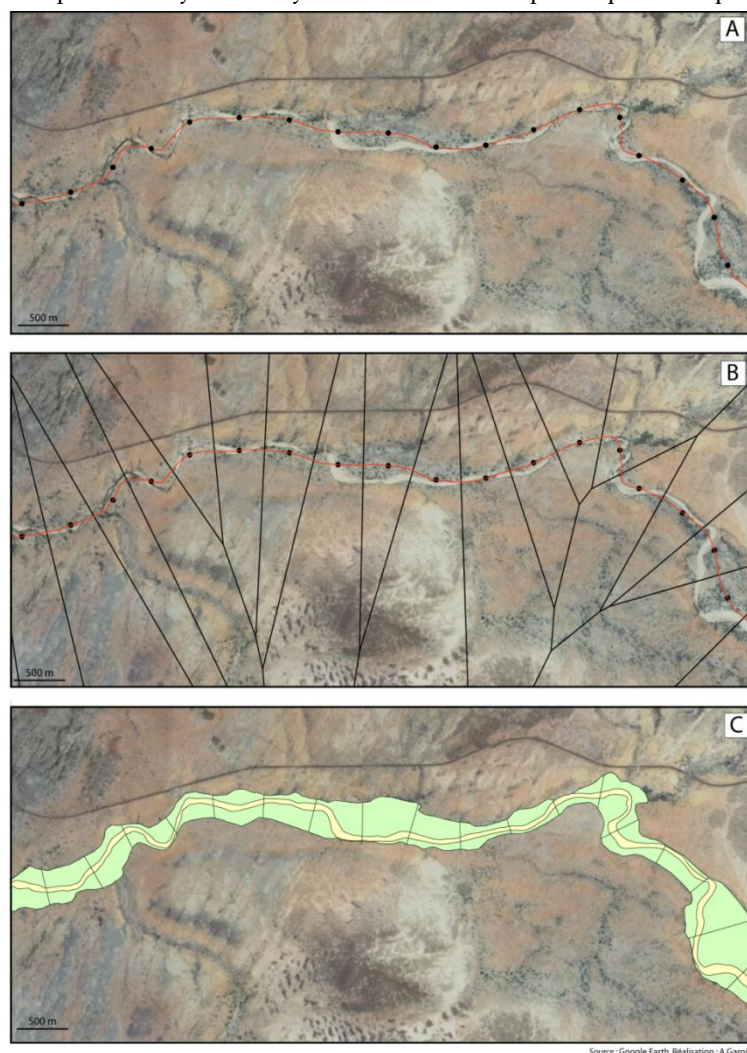


Figure 4.3 : Méthode réalisée pour la segmentation du cours d'eau en unités spatiales de 500 m de long

- (1) Une ligne tracée au centre du fond de vallée est divisée en segments de longueurs égales (500 m). Ces segments sont ensuite convertis en points localisés sur la ligne (A).
- (2) À partir de ces points, des polygones de Thiessen ont été créés (B). Ces derniers sont formés autour de chaque point par les bissectrices perpendiculaires aux lignes reliant deux points voisins.

- (3) Ensuite, les deux couches vectorielles (fond de vallée et chenal) ont été découpées suivant la géométrie des polygones de Thiessen (C).
- (4) Les caractéristiques morphologiques (surface, largeur, longueur du chenal...) de chacune de ces unités peuvent être calculées.

Pour les 240 unités spatiales de la vallée du Yamé, cinq paramètres géomorphologiques ont été calculés à partir de deux vecteurs digitalisés précédemment (chenal et plaine alluviale) (Fig.4.4) :

- La largeur moyenne du chenal.
- La largeur moyenne de la plaine alluviale (fond de vallée).
- L'indice de confinement (largeur du chenal/largeur de la plaine alluviale), qui donne des indications sur la possibilité de déplacement latéral du chenal. Le confinement du cours d'eau ainsi que les styles fluviaux sont dépendants des unités paysagères qui déterminent elles-mêmes la distribution spatiale de la pente, de l'apport sédimentaire et de la variabilité de l'écoulement (Thomson *et al.*, 2001).
- L'indice de sinuosité tel que définit par Leopold et Wolman (1957) (longueur du talweg/longueur de l'axe médian du fond de vallée).
- Le taux d'emprise des chenaux secondaires (surface de l'ensemble des chenaux/surface du chenal principal).

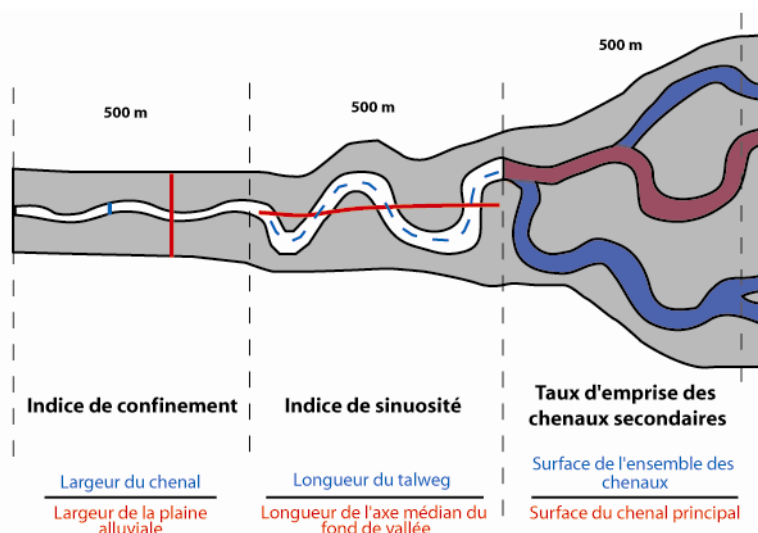


Figure 4.4 : Formules de calcul des paramètres géomorphologiques utilisés

4.1.3. Identification de tronçons homogènes caractéristiques de styles fluviaux distincts

L'étape suivante consistait à mettre en évidence des secteurs contrastés au sein de la vallée du Yamé. Ainsi, à partir des paramètres géomorphologiques calculés pour chacune des entités de 500 m de long, un test de rupture de Pettitt a été réalisé (Pettitt, 1979). Ce test d'homogénéité, basé sur celui de Mann Whitney, est conçu à l'origine pour deux échantillons distincts et des chroniques temporelles de données climatiques ou hydrologiques. Il est employé par les hydrogéomorphologues afin de caractériser des seuils, des ruptures au sein du système fluvial à partir de variables morphologiques (Wiederkehr *et al.*, 2010 ; Alber et Piégay, 2011 ; Leviandier *et al.*, 2012).

La statistique de ce test ($U_{d,N}$) considère que pour chaque unité spatiale d , avec une valeur entre 1 et N , les deux séquences longitudinales successives (X_i et X_j) pour $i=1$ à d et pour $j=d+1$ à N appartiennent à la même population. La valeur testée est le maximum de $U_{d,N}$. L'hypothèse nulle de ce test est l'absence de rupture dans la série X_i de N données (Pettitt, 1979). Il a ici été calculé avec le logiciel XLStat© et appliqué

sur l'indice de confinement (Fig.4.5). L'indice de confinement est un bon indicateur des changements de styles fluviaux. Selon Brierley et Fryirs, (2005) le degré de confinement d'une vallée est le principal facteur de contrôle différenciant les processus géomorphologiques le long du cours d'eau. Le test de Pettitt, calculé à partir de ce paramètre, indique huit ruptures majeures le long de la vallée du Yamé ($p < 5\%$) (Fig.4.5). Les autres indices calculés à partir des variables extraites du SIG ont aussi été comparés selon ces différents tronçons homogènes (Annexe 4.1).

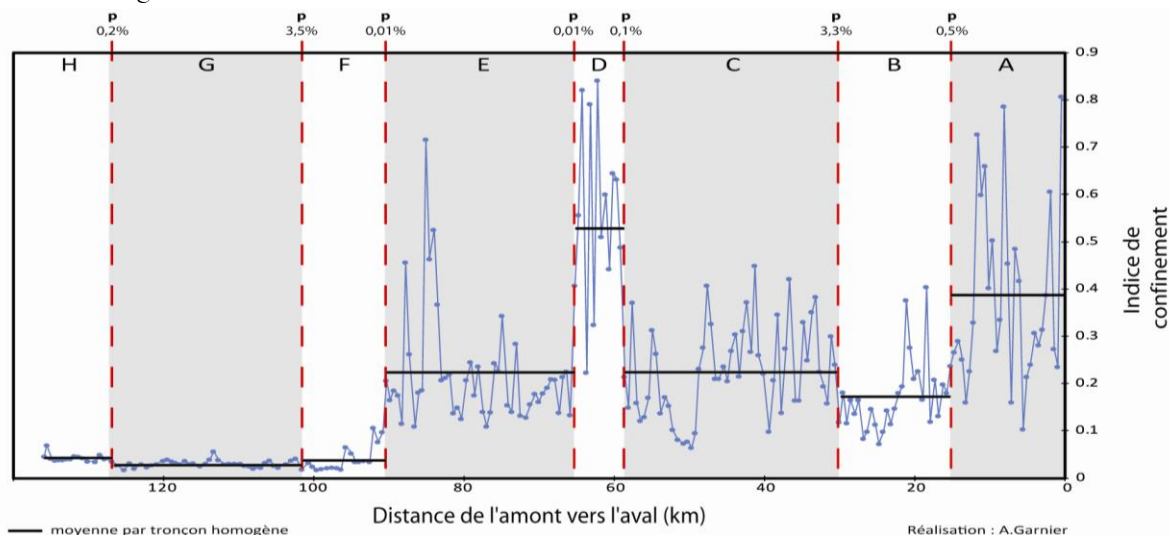


Figure 4.5 : Test de Pettitt appliqué à l'indice de confinement calculé pour chacun de tronçons de 500 m de long.

On observe une assez bonne corrélation entre les seuils mis en avant par le test de Pettitt à partir de l'indice de confinement et les autres dynamiques morphologiques qui opèrent longitudinalement dans la vallée du Yamé. On remarque cependant que deux secteurs homogènes sont entrecoupés par un secteur avec un style fluvial différent. C'est le cas des secteurs A et D qui sont tous deux caractérisés par un indice de confinement élevé et par des valeurs faibles pour les autres indices. Il en est de même pour les secteurs C et E dont les valeurs des indices sont similaires. En revanche, les autres secteurs présentent des intensités variables des processus morphologiques. À partir de cette analyse statistique, six tronçons possédant des caractéristiques hydro-géomorphologiques spécifiques ont été identifiés (Fig.4.6).

Secteur 1 : il est caractérisé par un indice de confinement élevé qui révèle une largeur moyenne de fond de vallée relativement restreinte. De même, ce tronçon indique une sinuosité quasiment nulle. Ainsi, ce style fluvial peut être défini comme un **chenal unique rectiligne encaissé dans les grès**.

Secteur 2 : ce type présente un indice de confinement plus faible. Le grès est nettement moins prédominant au sein du paysage pour ce tronçon fluvial alors que la sinuosité du cours d'eau est plus élevée. Ainsi, ce type est caractéristique d'un **chenal unique sinueux encaissé dans les glacis**.

Secteur 3 : il est caractérisé par un indice de confinement moyen et un chenal large. L'indice de sinuosité est légèrement plus élevé que pour le type précédent. Ce tronçon fluvial est proche d'un **chenal unique à large bande active divagante encaissée dans les formations superficielles de glacis**.

Secteur 4 : ce type correspond à une plaine alluviale très large ce qui explique que la valeur de l'indice de confinement soit faible. Ce tronçon est marqué par une multiplicité des chenaux à sinuosité relativement élevée. Ainsi, le style fluvial de ce tronçon peut être défini comme un **lit anastomosé composé de plusieurs chenaux sinueux au sein d'une large plaine alluviale faiblement incisée dans les glacis**.

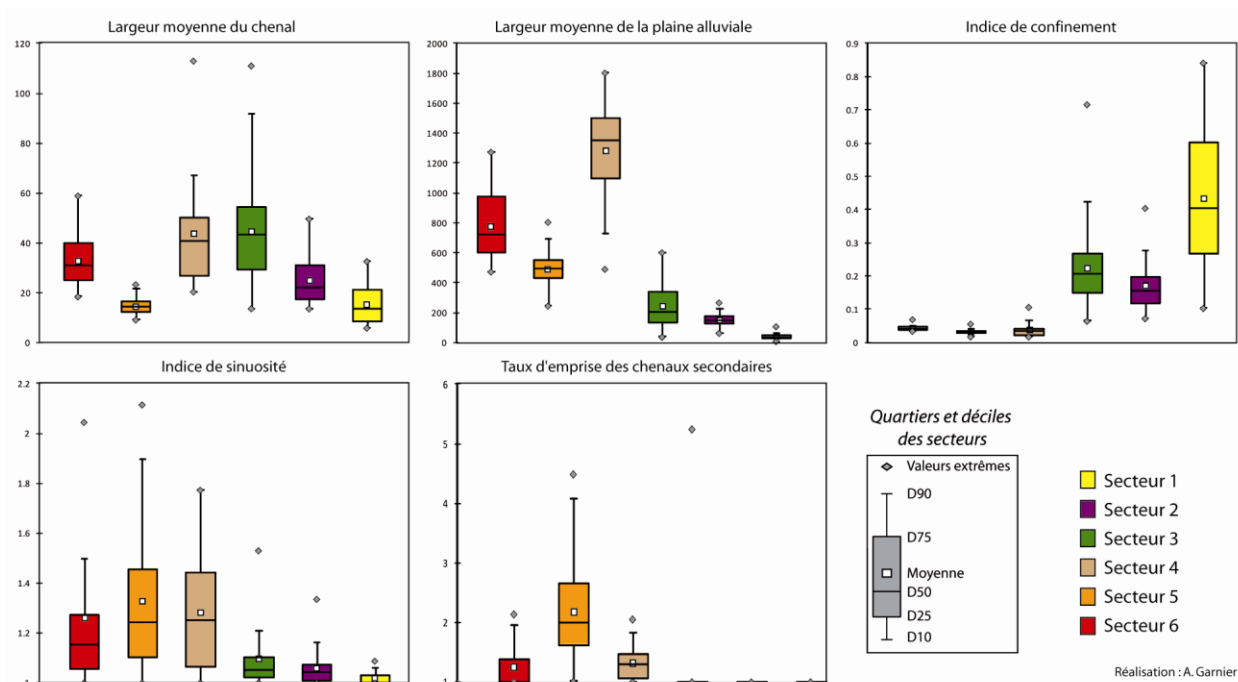


Figure 4.6 : Caractéristiques géomorphologiques des 6 styles fluviaux issus de la classification sur les tronçons de 500 m.

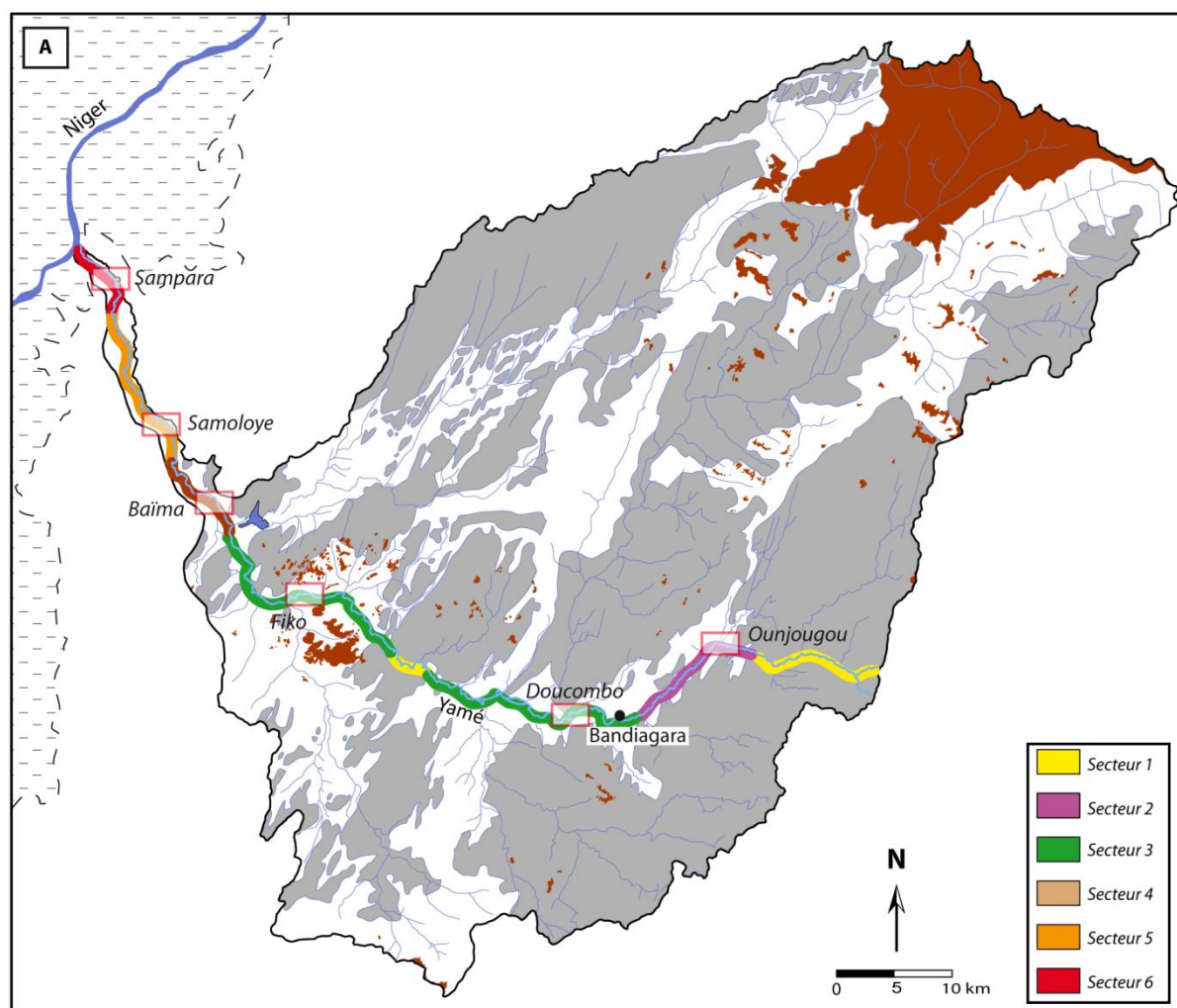


Figure 4.7 : Les différents styles fluviaux du Yamé et localisation des secteurs étudiés

Secteur 5 : il témoigne d'un rétrécissement à la fois de la plaine alluviale et de la bande active. Ainsi, l'indice de confinement est toujours très faible. En revanche, l'indice de sinuosité et le taux d'emprise des chenaux secondaires sont élevés. Ce type a été décrit comme un *lit anastomosé composé de chenaux multiples méandriformes dans une plaine alluviale faiblement incisée dans les glacis*.

Secteur 6 : ce type est caractérisé par une augmentation de la largeur de la plaine alluviale et de la bande active. L'indice de confinement est faible au contraire de l'indice de sinuosité et le taux d'emprise des chenaux secondaires. Ils indiquent des *chenaux multiples sinueux à méandres et des zones humides associées à la plaine alluviale du Niger*.

4.2. Description des styles fluviaux

Cette typologie des styles fluviaux a été cartographiée (Fig.4.7). Les six styles fluviaux identifiés dans la vallée du Yamé correspondent à des fonctionnements hydro-sédimentaires variés révélateurs des unités paysagères que le Yamé traverse. À l'amont, il s'écoule dans les diaclases du grès au sein d'une vallée confinée puis il s'incise ensuite dans les formations pléistocènes et les buttes latéritiques. Dans la basse vallée, le Yamé traverse les glacis au sein d'une vallée non confinée (Fig.4.7). À l'aval, il se jette à 260 m d'altitude dans le système complexe du Delta intérieur du Niger.

Pour chacun des secteurs, la morphologie du cours d'eau a été étudiée de différentes manières (coupe en plan, en travers, longitudinale) afin de tenir compte de toutes les variables qui interviennent aux différentes échelles. De plus, pour certains tronçons, un prélèvement des dépôts des différentes unités sédimentaires a été réalisé.

4.2.1. Une vallée confinée au cœur du plateau gréseux

4.2.1.1. Le secteur 1

Le style fluvial du premier tronçon, correspondant à un *chenal unique rectiligne encaissé dans les grès* (Fig.4.8), a été identifié à deux reprises le long de la vallée du Yamé : à l'amont, le long des 15,2 premiers km et le long des 6,6 km dans la moyenne vallée (Fig.4.7).

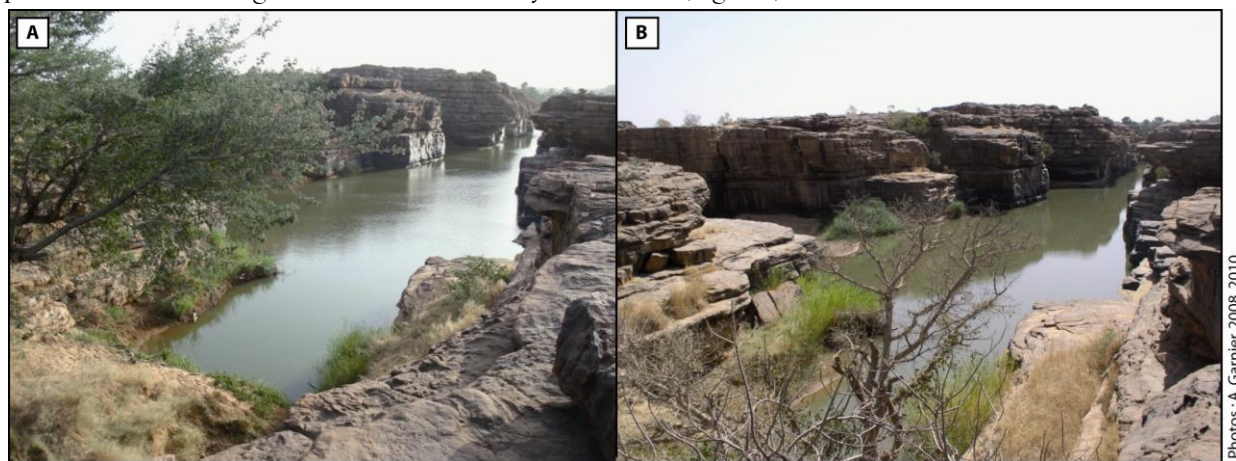


Figure 4.8 : Le Yamé près de Kéma en fin de saison des pluies en novembre 2008 (A) et en saison sèche en février 2010 (B).

Le Yamé s'écoule dans une vallée étroite encaissée dans le plateau gréseux. Caractérisé par une pente longitudinale relativement forte (5‰), le chenal actif est large d'une dizaine de mètres alors que le fond de vallée atteint en moyenne 40 m. Ainsi, l'indice de confinement est relativement élevé avec une valeur

moyenne de 0,43 pour ce tronçon fluvial. Son tracé orthogonal est dicté par les anfractuosités du grès ce qui explique que le Yamé soit très faiblement sinueux (1,02) et que la mobilité latérale mais aussi verticale du cours d'eau soit très réduite. L'écoulement du Yamé est permanent grâce à l'alimentation en eau par les aquifères du grès. De même, on observe une faible variation du niveau d'eau au sein du plateau gréseux qui permet une certaine régularisation du régime hydrologique (Fig.4.8). Cela se traduit principalement par un soutien des étiages mais aussi par un retard dans la constitution des hautes eaux et des basses eaux par rapport aux variations pluviométriques saisonnières. Ainsi, pour cette partie de la vallée, le grès et ses aquifères sont les facteurs clés dans la compréhension des dynamiques hydro-sédimentaires et paysagères actuelles (Fig.4.8 et 4.9).

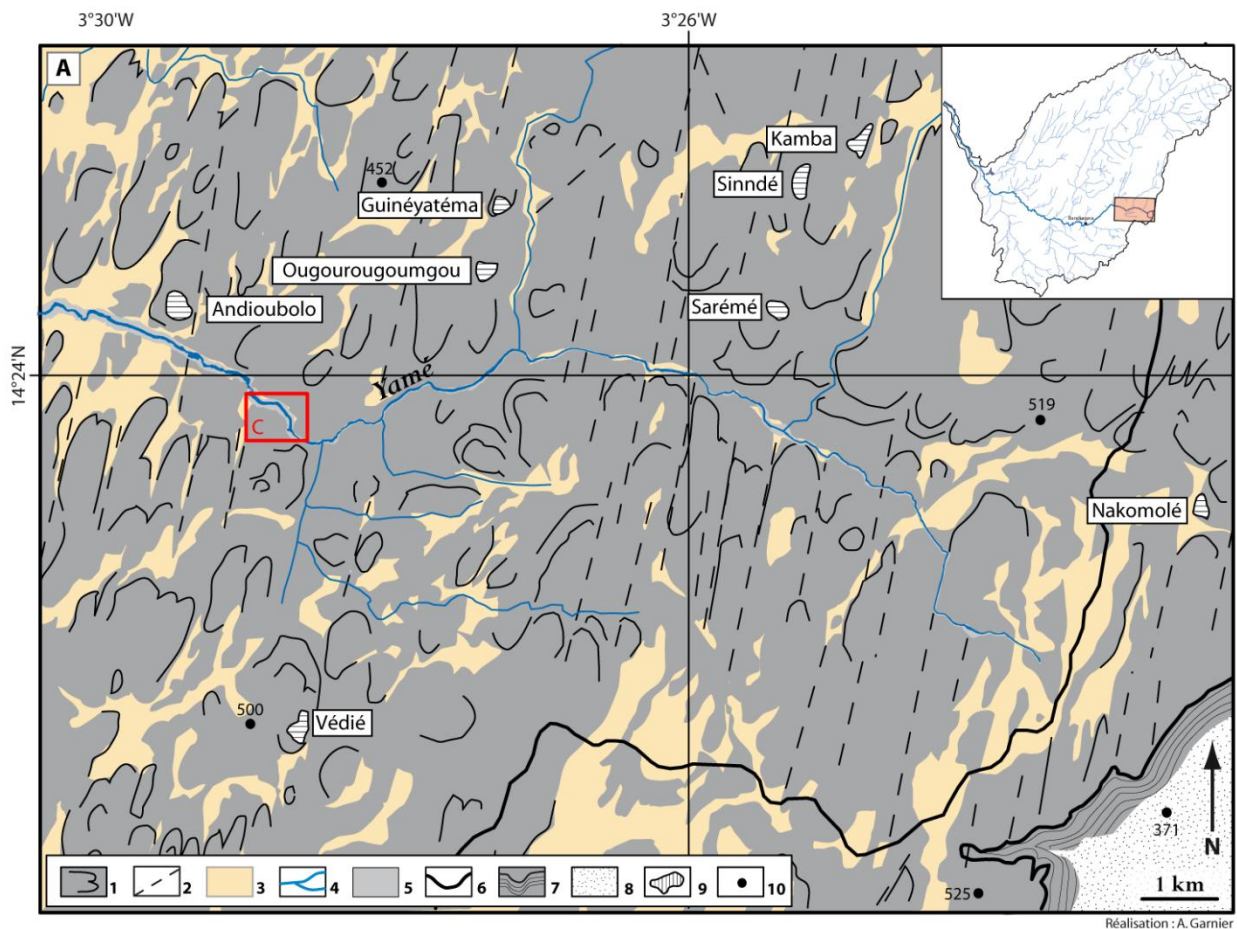


Figure 4.9 : Carte géomorphologique du style fluvial n°1

(A) 1. Grès et corniches gréseuses, 2. Diaclases, 3. Formations superficielles, 4. Chenal du Yamé et de ses affluents, 5. Plaine alluviale du Yamé, 6. Limite du bassin versant du Yamé, 7. Escarpement principal et talus d'éboulis de la falaise, 8. Sables du Séno, 9. Principaux villages, 10. Points cotés ; (B) Caractéristiques géomorphologiques du secteur 1

Quelques élargissements ponctuels entre les barres gréseuses permettent le piégeage de sédiments. Cependant, les formations superficielles, rares et squelettiques, ne permettent pas la culture de céréales ni

de légumineuses. Seules quelques espèces adaptées à ces conditions pauvres peuvent pousser (essentiellement des graminées xérophytes de la sous famille Chloridoideae). En revanche, la pérennité de l'eau permet dans certains endroits, tels que les failles trop étroites et profondes pour être mis en valeur, à des espèces à affinités soudaniennes de pousser. C'est le cas notamment de *Cola Cordifolia*, *Khaya senegalensis*, *Saba senegalensis*, *Ceiba pendants*, *Diospyros mespiliformis* (Le Drézen et Ballouche, 2009).

Une étude a été menée à plus grande échelle afin de comprendre la dynamique hydro-sédimentaire propre à ce style fluvial. Elle concerne le secteur proche du village d'Andioubolo (Fig.4.10).

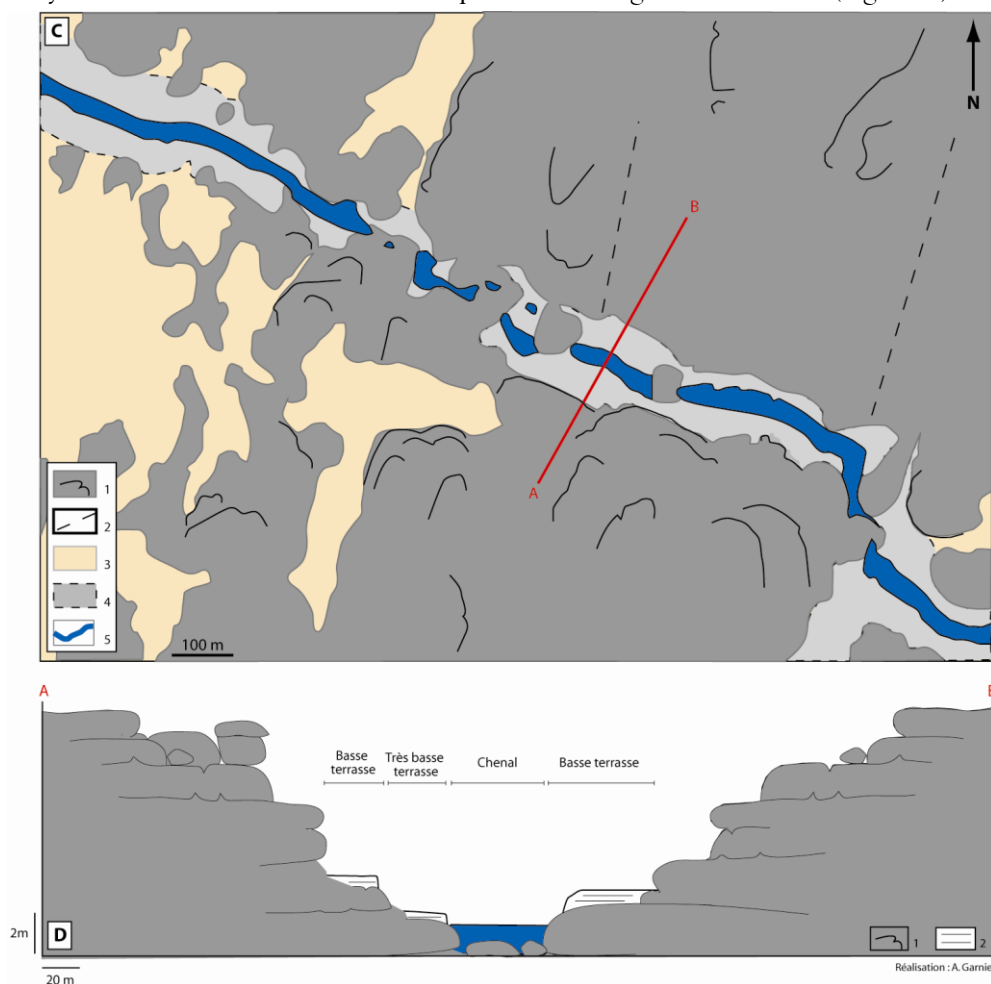


Figure 4.10 : Carte géomorphologique et profil en travers du secteur d'Andioubolo

(C) 1. Grès, 2. Diaclases, 3. Formations superficielles, 4. Plaine alluviale du Yamé, 5. Chenal ; (D) 1. Grès, 2. Sédiments holocènes.

Le bassin versant du Yamé atteint pour ce secteur environ 170 km². Les unités géomorphologiques qui ont été identifiées correspondent au chenal dont la mobilité latérale et verticale est restreinte par le grès. Le Yamé présente la succession de lits étroits s'écoulant sur un fond rocheux et de petites mares alimentées par les aquifères. Néanmoins, une basse terrasse est observée presque tout le long de ce secteur alors que la très basse terrasse n'est présente que de manière discontinue. Cependant, cette basse terrasse est plus une construction humaine que le résultat de dynamiques alluviales. En effet, les sédiments n'ont pas été déposés par le cours d'eau mais apportés par les populations locales afin d'y créer des surfaces cultivables. Celles-ci ont su tirer profit de la présence du grès, et de l'écoulement permanent du cours d'eau, en développant le maraîchage sur les terrasses gréseuses adjacentes. Le grès représente la principale source sédimentaire du bassin versant du Yamé. La roche, soumise aux agents de désagrégation mécanique et chimique (eau, température, végétation...) aboutit à la formation de sables qui transitent ensuite par le Yamé.

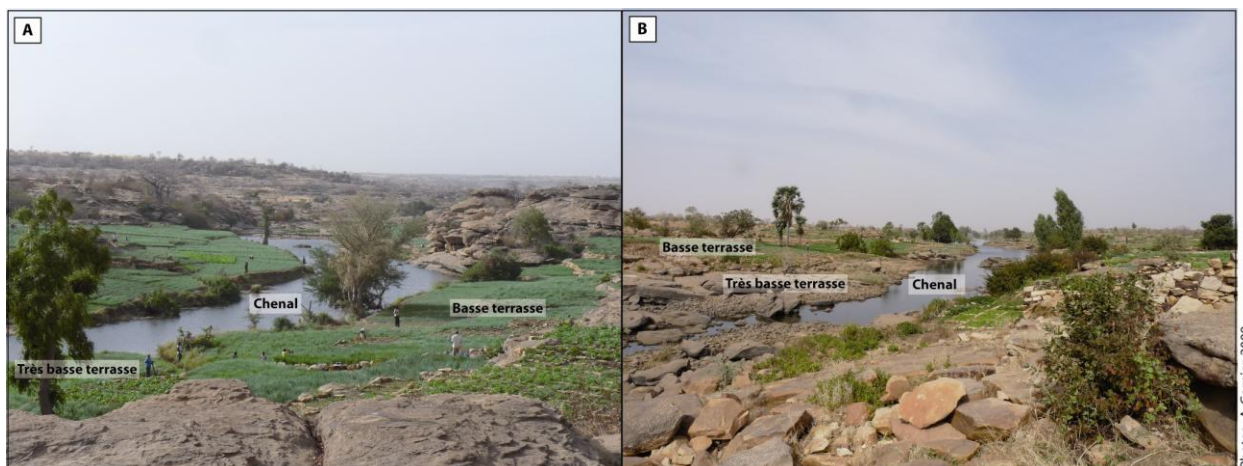


Figure 4.11 : La vallée du Yamé dans le secteur 1 à l'amont du bassin versant

4.2.2. Une vallée semi-confinée dans les glacis

Deux tronçons fluviaux correspondent à une vallée semi-confinée incisée dans les glacis quaternaires. Ils sont localisés dans la moyenne vallée, au sein de laquelle le Yamé est encaissé dans les formations superficielles quaternaires qui forment de véritable glaciis au pied des interfluves gréseux. Ainsi, la mobilité du Yamé est restreinte latéralement et verticalement par le grès qui affleurent dans le fond de vallée et par les glaciis quaternaires indurés (cf : chapitre 2).

4.2.2.1. Le secteur 2

a. Description

Ce tronçon de 14,9 km de long se situe entre le secteur 1 et la ville de Bandiagara (Fig.4.7). Les variables géomorphologiques calculées indiquent un style fluvial de type *chenal unique sinueux encaissé dans les glaciis* (Fig.4.12).

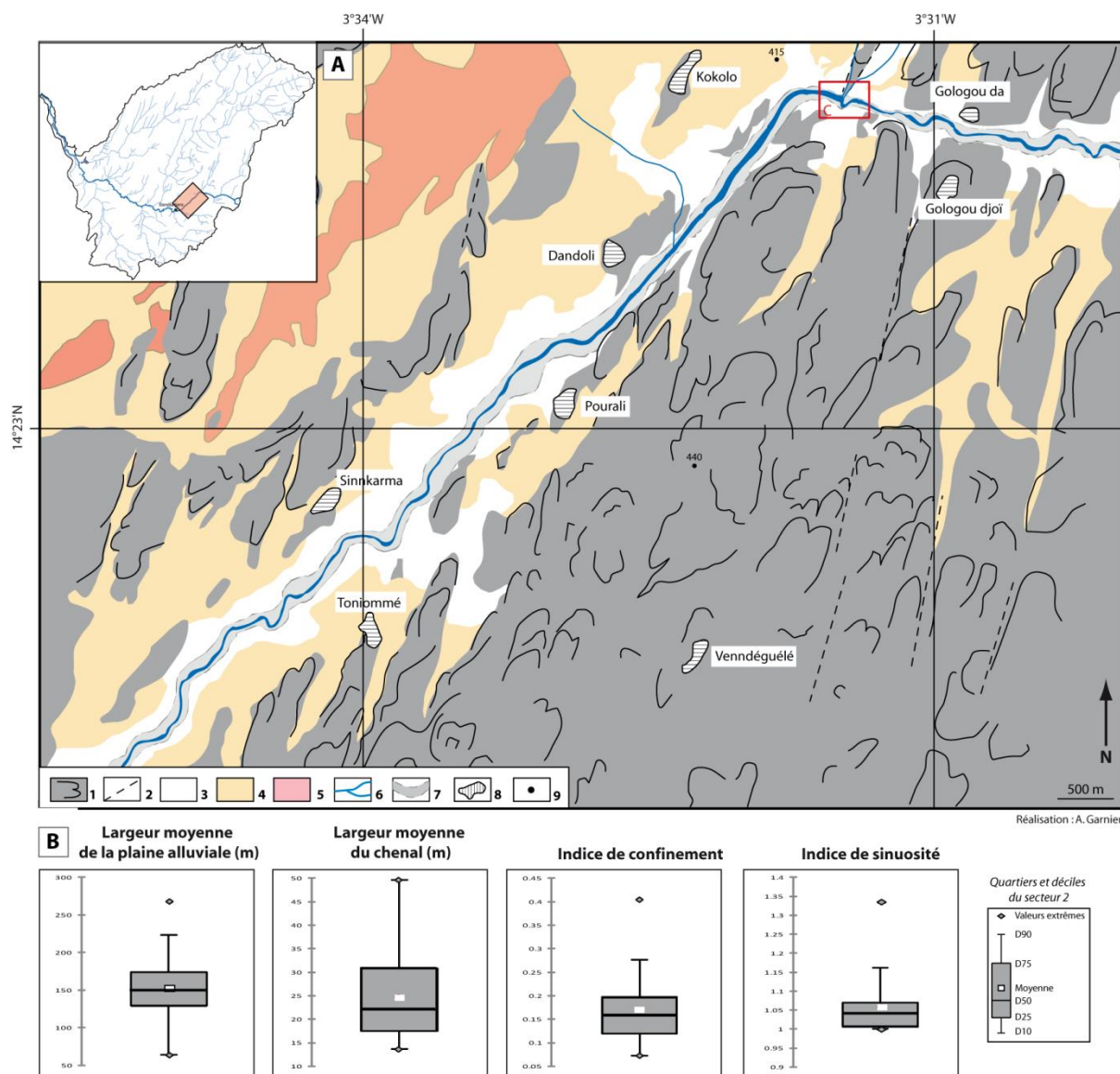


Figure 4.12 : Carte géomorphologique du style fluvial n°2

(A) 1. Grès et corniches gréseuses, 2. Diaclases, 3. Glacis secondaire, 4. Glacis supérieur, 5. Glacis latérisé, 6. Chenal du Yamé et de ses affluents, 7. Plaine alluviale du Yamé, 8. Principaux villages, 9. Points cotés ; (B) Caractéristiques géomorphologiques du secteur 2

La pente est nettement plus faible avec seulement 0,18‰. Même si le grès est nettement moins prédominant dans les paysages de fond de vallée, on continue à observer pourtant une faible sinuosité du cours d'eau (1,06) qui est contrôlé latéralement par les sédiments indurés du Pléistocène et verticalement par les barres de grès. L'indice de confinement est plus faible que pour le tronçon précédent (0,17) indiquant une vallée semi-confinée. Même si les affluents sont peu nombreux pour ce tronçon, le bassin versant du Yamé double au cours de ce tronçon passant de 215 km² à 462 km². La largeur du chenal est de 25m en moyenne et le fond de vallée de 150 m. Le chenal d'étiage et de décrue est divaguant au sein de la bande active (Fig.4.14A).

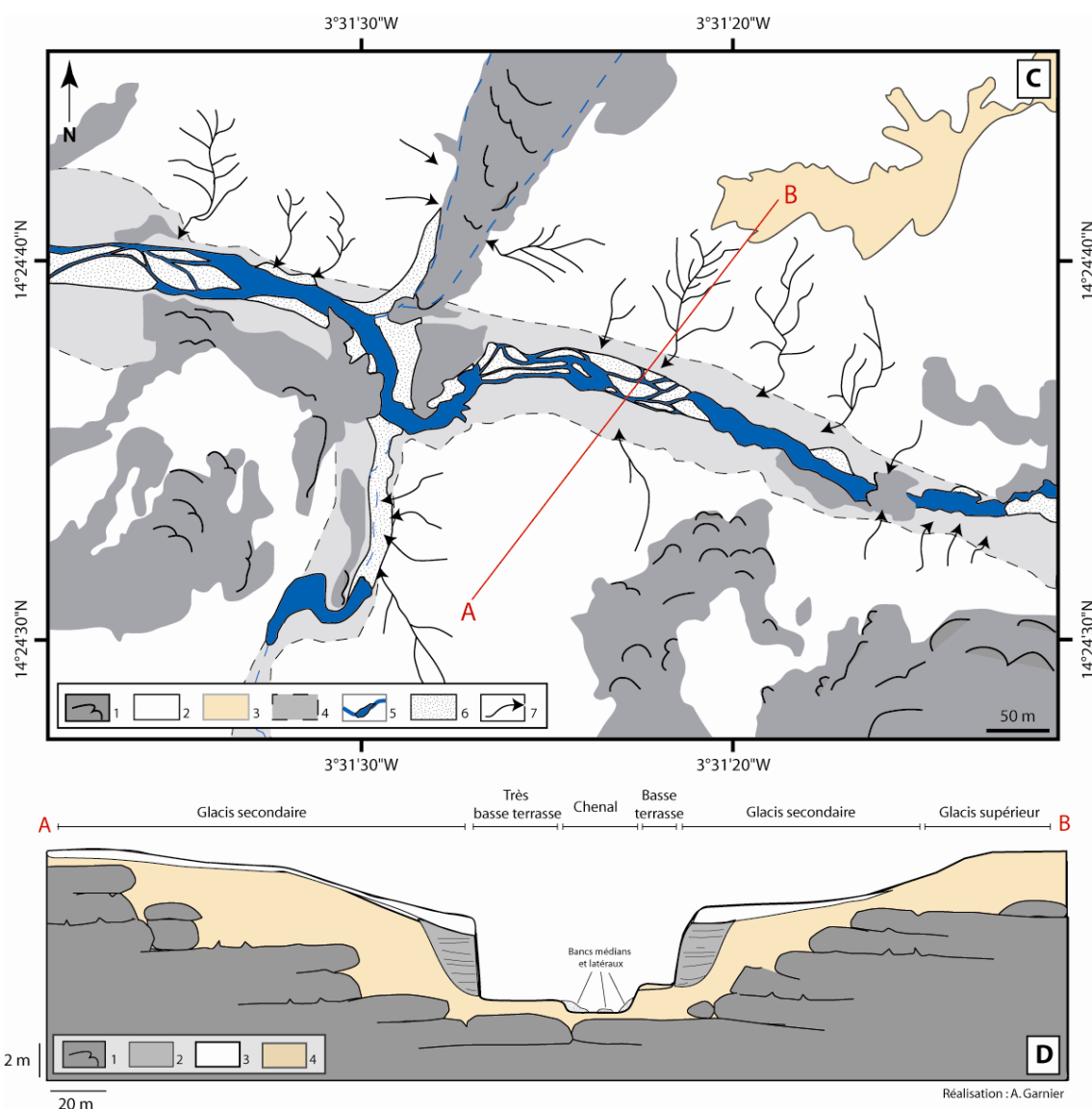
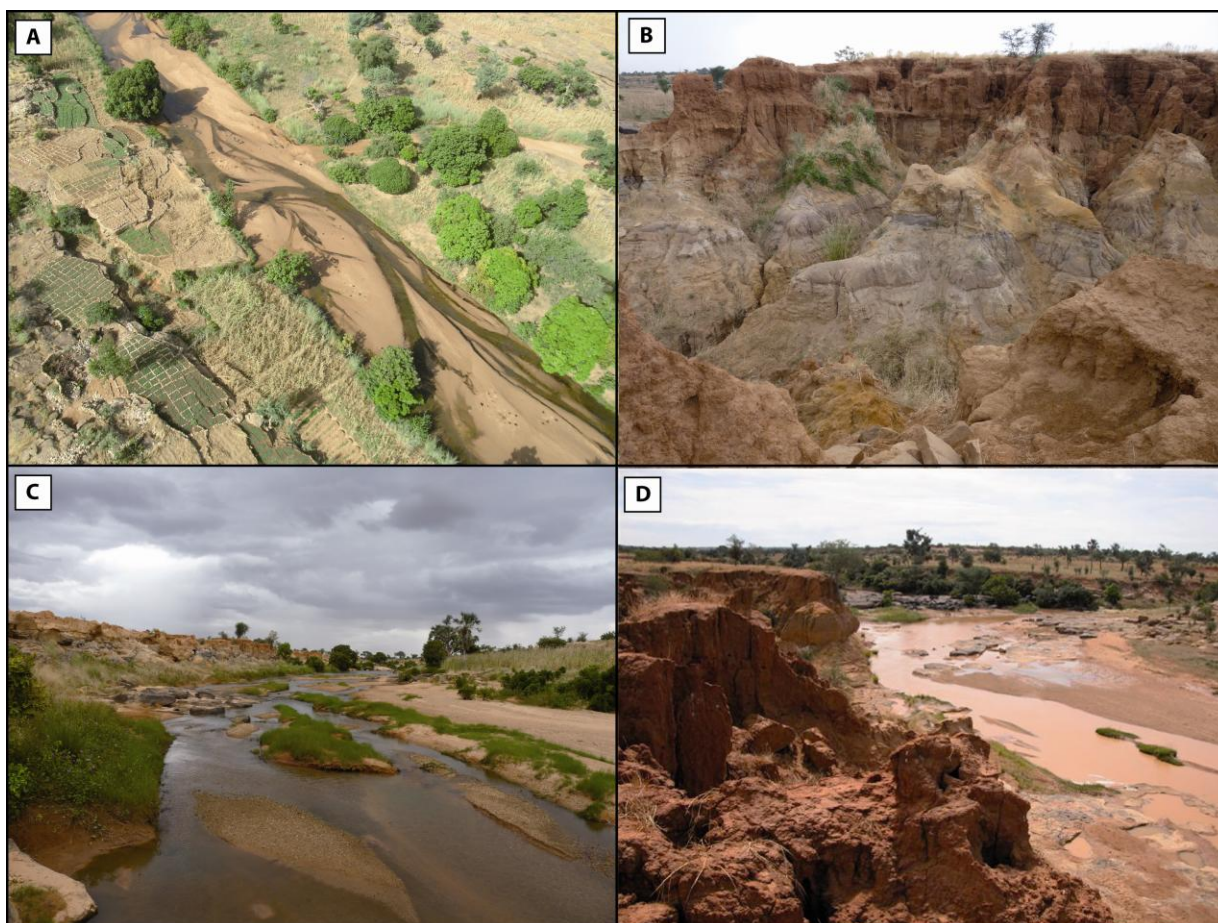


Figure 4.13: Carte géomorphologique et profil en travers du secteur d'Ounjougou

(C) 1. Grès, 2. Glacis secondaire, 3. Glacis supérieur, 4. Plaine alluviale du Yamé, 5. Chenal, 6. Bacs sableux, 7. Ravins

(D) 1. Grès, 2. Sédiments holocènes, 3. Glacis secondaire, 4. Glacis supérieur.

Le tronçon d'Ounjougou est caractérisé par une variabilité importante du régime hydrologique et un remaniement saisonnier des formes sédimentaires. Au contraire du tronçon amont, le Yamé est à sec de décembre à juin. En revanche, pendant la saison des pluies, le ruissellement diffus et le ravinement engendrent une érosion importante sur les interfluvés gréseux où les formations de glacis constituent une véritable zone de production des sédiments. Comme on peut le voir sur la photo 4.14D, la charge grossière transportée dans le chenal augmente considérablement pendant la saison des pluies. Dans sa thèse, Y. Le Drézen (2008) indique que la surface de ces zones dégradées, les *badlands*, a été multipliée par 2 à 5 selon les endroits au cours des cinquante dernières années engendrant une érosion importante des terres cultivables.



Photos : (A) D. Glasdreen, 2005 ; (B) et (C) A. Garnier, 2009 ; (D) Le Drézen, 2005

Figure 4.14 : (A) Vue d'altitude d'un secteur du tronçon fluvial n°2 et (B) Badlands, (C) Unités sédimentaires et (D) le Yamé après un épisode de crue à Ounjougou

b. Caractérisation granulométrique des sédiments alluviaux

Différents milieux de sédimentation sont identifiables comme le témoigne l'étude menée à l'échelle du secteur d'Ounjougou (Fig.4.9 et 4.14C). Vingt quatre échantillons, prélevés dans différentes unités sédimentaires, ont fait l'objet d'une analyse granulométrique. Une image CM a ainsi été créée afin de mettre en évidence les différents modes de transport et de dépôt (Fig.4.15). Ainsi, la répartition des différents échantillons au sein de l'image CM suggère trois modes principaux de fonctionnement hydro-sédimentaire.

Le premier regroupe des échantillons dont la nature sédimentologique est assez grossière ($M=600-1400 \mu m$; $C=6000-16000 \mu m$). Cette sédimentation détritique, composée principalement de sables grossiers à gravillons, est représentée au sein de l'image CM par sept échantillons dont cinq ont été prélevés dans des dépôts de chenaux (bancs médians et bancs latéraux) et deux dans des dépôts de très basse terrasse. Ils reflètent une dynamique hydrologique relativement soutenue et la forte compétence du chenal. La **saltation et le roulement** peuvent être interprétés comme les modes de transport dominants. Les dépôts de chenaux mais surtout les bancs médians, situés au sein du chenal, sont constitués de matériaux grossiers qui restent en place jusqu'à l'arrivée d'une nouvelle crue qui remobilisera une grande partie des sables déposés jusqu'alors. À l'étiage, quand le banc est suffisamment large et exhaussé, le flux principal du Yamé va divaguer et se concentrer dans des chenaux secondaires provoquant alors l'incision du lit entre les bancs grossiers de la dernière saison des pluies (Fig.4.14C). Une végétation herbeuse s'y développe lors de la baisse du niveau d'eau. La végétalisation de ces bancs contribue à stabiliser l'« île » mais constitue aussi un peigne à sédiments lors des épisodes de crue. La très basse terrasse fait aussi l'objet d'une sédimentation sableuse apportée lors des épisodes de crue suivants.

Le deuxième groupe rassemble des échantillons avec une origine sédimentaire plus diversifiée. En effet, ils correspondent aux dépôts de chenaux, de très basse terrasse, de basse terrasse et de mares. Ces milieux, constitués de sables grossiers ($M=400-1200\ \mu\text{m}$; $C=1200-4000\ \mu\text{m}$), sont vraisemblablement issus d'un transport par *saltation et suspension*.

Enfin, un dernier groupe semble se distinguer des deux autres précédemment décrits. Il ne contient qu'un seul échantillon prélevé dans la basse terrasse et constitué de sables fins ($M=160\ \mu\text{m}$; $C=1800\ \mu\text{m}$). Il peut être interprété comme issu d'un transport en *suspension et saltation*.

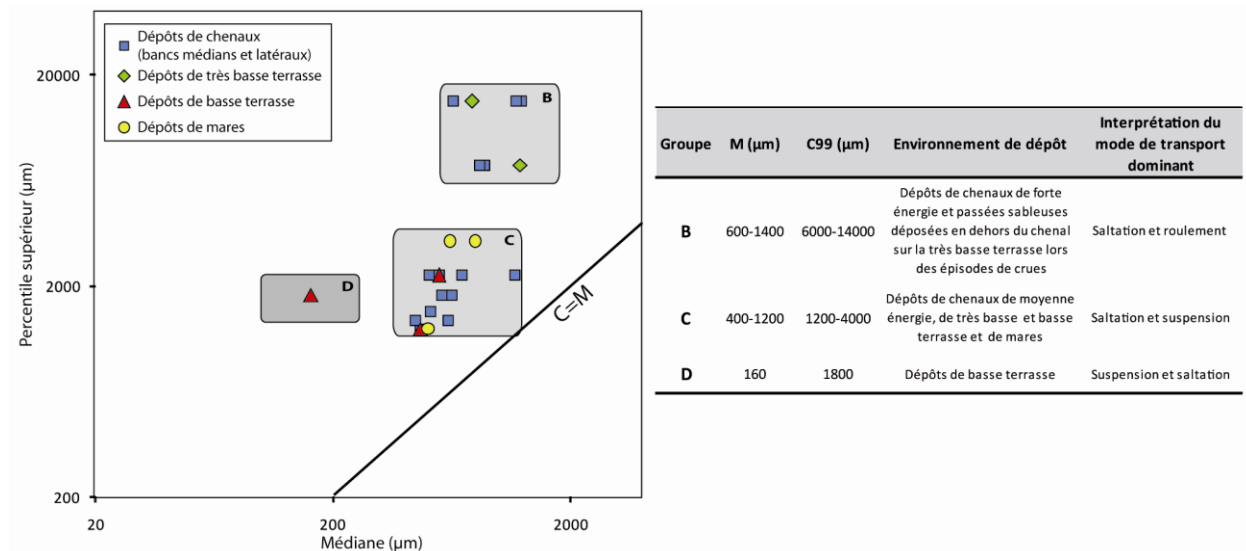


Figure 4.15 : Image CM des échantillons contemporains prélevés à Ounjougou

4.2.2.2. Le secteur 3

a. Description

Le style fluvial du secteur suivant peut être défini comme un *chenal unique à large bande active méandrique encaissée dans les formations superficielles de glaciaires*. Il concerne la zone située entre les villes de Bandiagara et de Goundaka, excepté le secteur où le Yamé traverse les grès qui est lui caractéristique du style fluvial n°1 (Fig.4.7). Ainsi, au total, ce style fluvial est observé dans la moyenne vallée sur 52,6 km. La pente longitudinale atteint 1.3 à 1.6 ‰. La différence principale de ce secteur par rapport aux autres est la largeur du chenal qui atteint en moyenne 44 m. Malgré une augmentation de la largeur de la plaine alluviale par rapport aux tronçons précédents (241 m en moyenne), la largeur du chenal, qui enregistre les valeurs les plus élevées pour l'ensemble de la vallée (Fig.4.7), a pour résultat un indice de confinement faible avec 0,2. On observe notamment que la largeur du chenal et du fond de vallée croît de l'amont vers l'aval de ce tronçon. De même, on observe que la pente se réduit progressivement alors que le nombre d'affluents augmente fortement et contribue à accroître les flux sédimentaires et liquides. En effet, de l'amont à l'aval de ce tronçon, le bassin versant passe de 462 km² à 3435 km² soit une multiplication par 7 de la superficie.

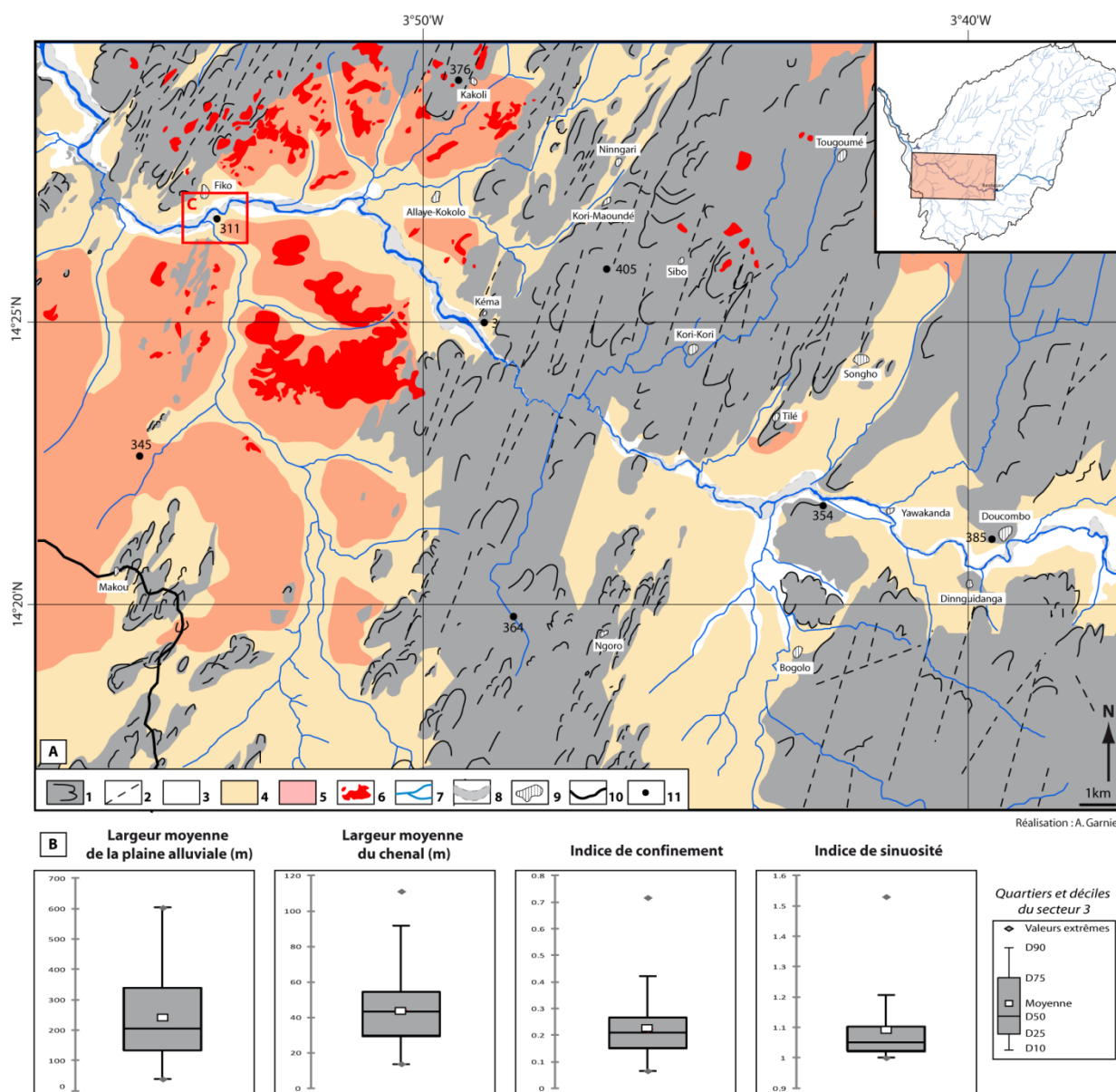


Figure 4.16 : Carte géomorphologique du style fluvial n° 3

(A) 1. Grès et corniches gréseuses, 2. Diaclases, 3. Glacis secondaire, 4. Glacis supérieur, 5. Glacis latérisé, 6. Latérite, 7. Chenal du Yamé et ses affluents, 8. Plaine alluviale du Yamé, 9. Principaux villages, 10. Limite du bassin versant, 11. Points cotés ; (B) Caractéristiques géomorphologiques du secteur 3.

Dans le secteur de Fiko (Fig.4.17), le Yamé est incisé de 3 mètres environ dans les dépôts pléistocènes. Le style fluvial de ce secteur est caractérisé par des méandres que nous pouvons observer à plusieurs reprises. La convexité du méandre est formée par le dépôt des alluvions et constitue la basse terrasse. Les sédiments alluviaux holocènes peuvent être conservés sur plusieurs centaines de mètres de long et environ six mètres de hauteur comme c'est le cas à Doucombo (voir chapitre 5). En revanche sur la rive convexe, plus haute d'un mètre environ, les débordements sont plus rares et la sédimentation est plutôt caractérisée par des formations de glacis-terrasse d'origine colluvio-alluviale. Le plus souvent, le chenal est restreint verticalement par le grès alors que latéralement les processus d'érosion sont importants dans le matériel colluvial, notamment pour les rives concaves des méandres (Fig.4.18B). Pendant la saison des pluies, le chenal est rempli à plein bord, débordant même lors des fortes crues dans la plaine alluviale. Dans le secteur de Fiko, la plaine alluviale est sujette à un alluvionnement occasionnel mais un apport sédimentaire colluvial semble plus important. Ainsi, la plaine alluviale nourrie à la fois d'alluvions et de colluvions peut

être alors définie comme un glacis terrasse (Fig.4.18C). Lors de la saison sèche, les écoulements divaguent entre les bancs de sables dans le chenal avant de disparaître progressivement dès le mois de décembre.

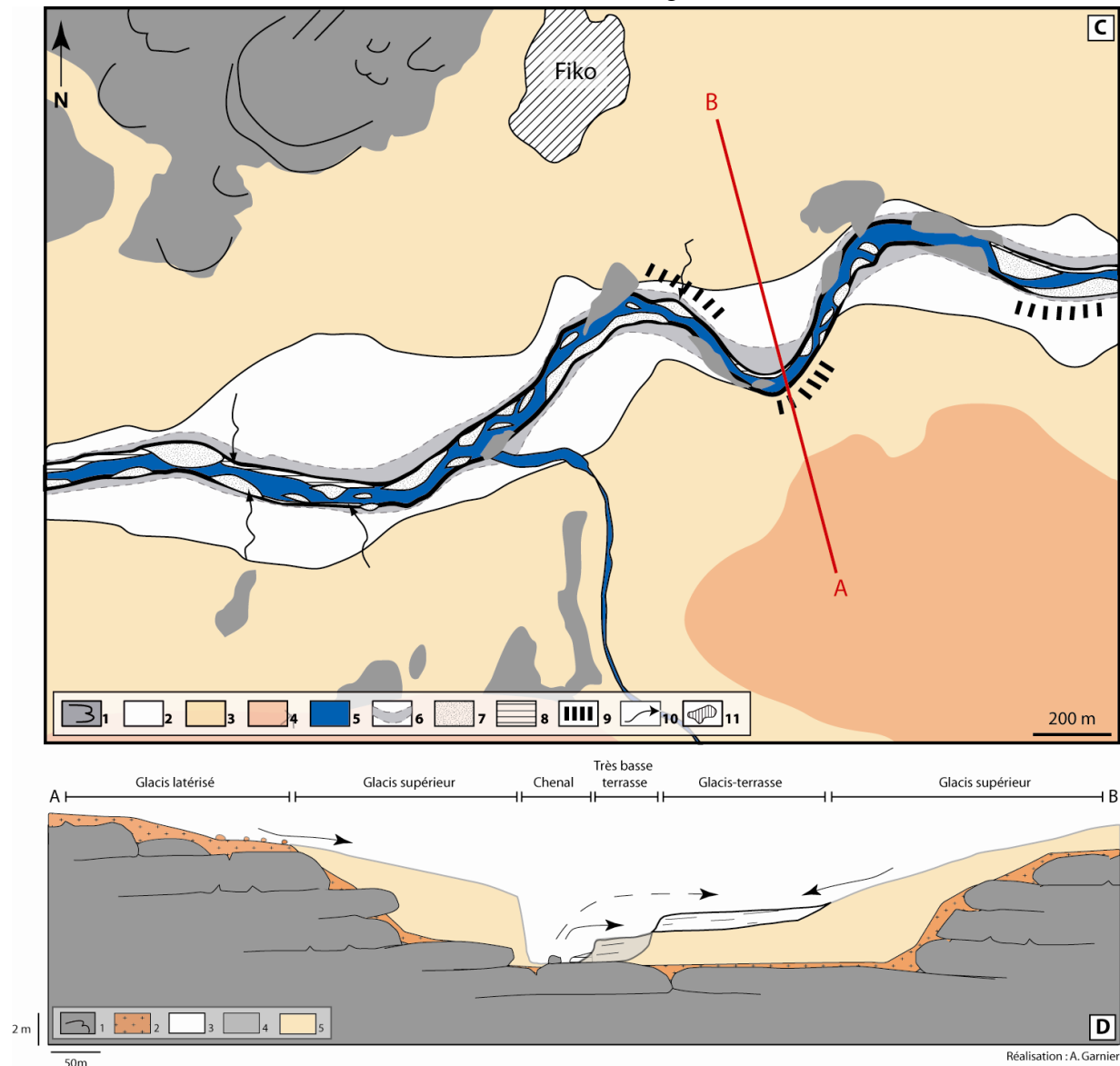


Figure 4.17 : Carte géomorphologique et profil en travers du secteur de Fiko

(C) 1. Grès, 2. Glacis secondaire, 3. Glacis supérieur, 4. Glacis latérisé, 5. Chenaux en eau, 6. Plaine alluviale du Yamé, 7. Bancs sableux, 8. Berge, 9. Zone d'érosion, 10. Ravin, 11. Village ; (D) 1. Grès, 2. Latérite, 3. Glacis terrasse, 4. Sédiments holocènes, 5. Glacis supérieur.

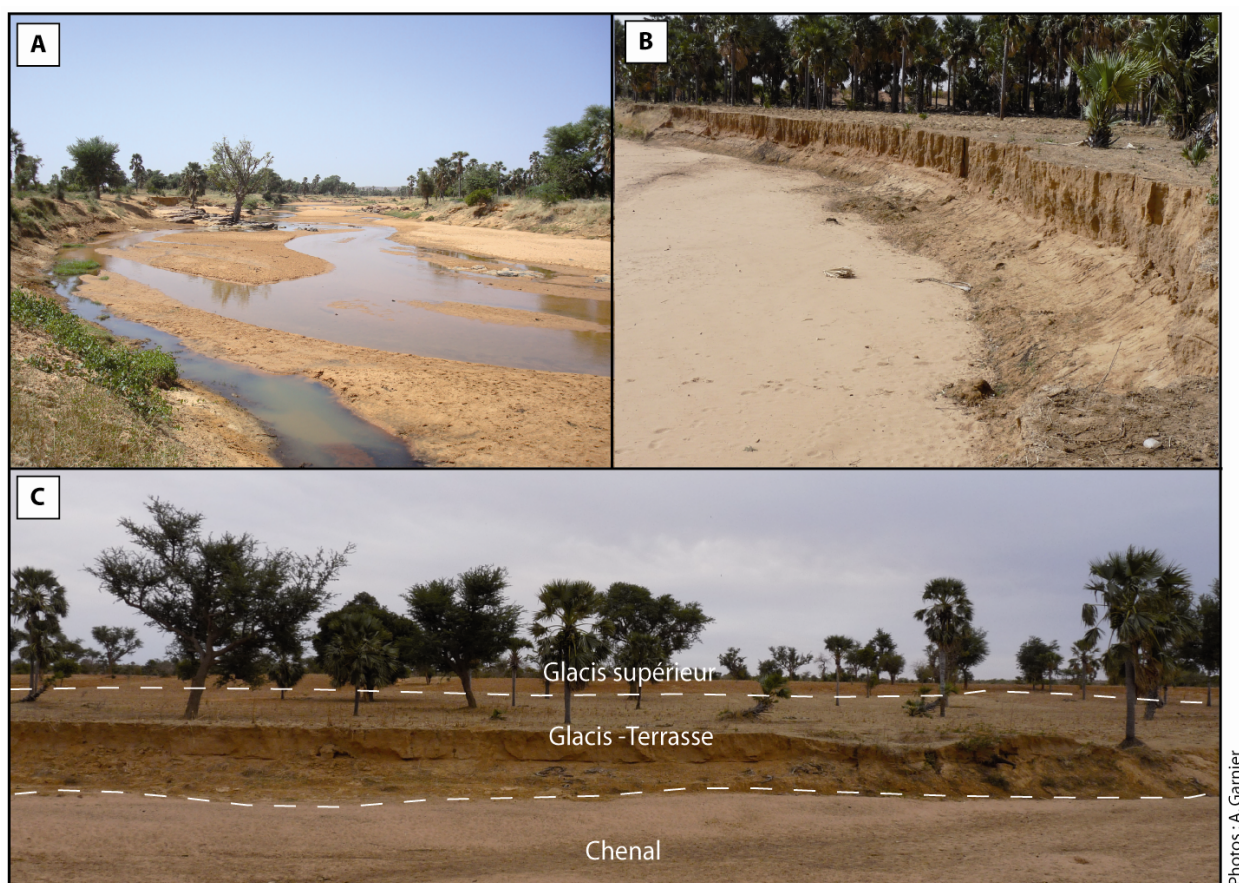


Figure 4.18 : (A) Chenal du Yamé à Fiko, (B) Erosion en rive concave d'un méandre à Kéma, (C) Unités géomorphologiques dans le secteur de Fiko.

b. Caractérisation granulométrique des sédiments alluviaux

Une analyse granulométrique de vingt et un échantillons, prélevés dans des unités sédimentaires variées à différents endroits du tronçon n°3 (Doucombo, Allaye-Kokolo, Fiko, Goundaka), a été réalisée. L'image CM de ces échantillons suggère une forte diversité des processus qui interviennent dans leur mise en place. Ainsi, quatre types de sédiments peuvent être identifiés à partir de l'image CM (Fig.4.19).

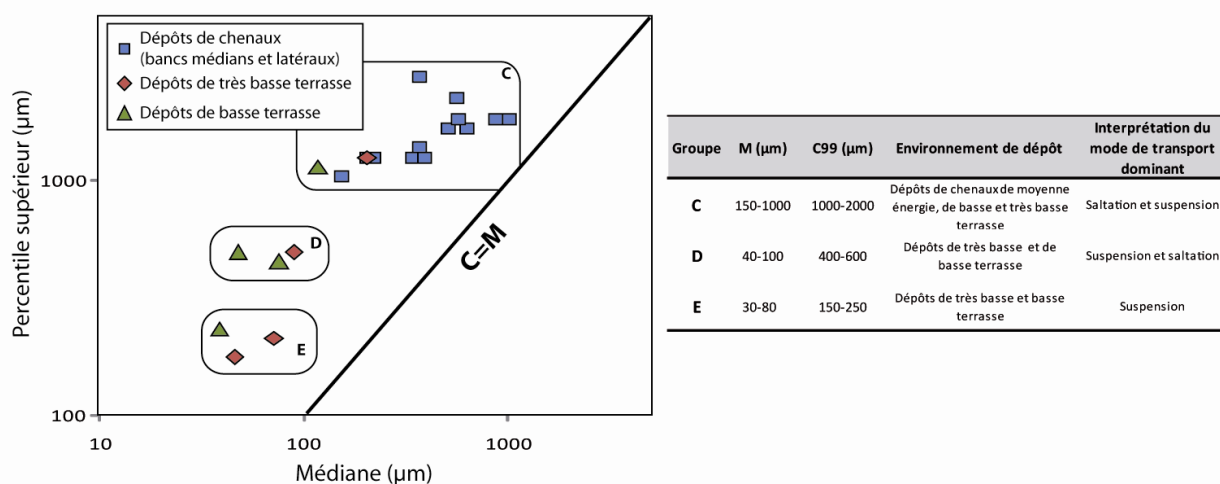


Figure 4.19 : Image CM des échantillons contemporains prélevés dans les unités sédimentaires du secteur n°3

Le premier type comporte exclusivement des échantillons prélevés dans le chenal (bancs médians et latéraux) ainsi que deux échantillons de plaine alluviale. Ces sédiments sont constitués principalement de

sables grossiers puisque la médiane (M) se situe entre 150 et 1000 μm et le percentile supérieur (C) entre 1000 et 2000 μm . On peut alors suggérer que ces sédiments ont été transportés par *saltation et suspension* pendant les épisodes de crue.

Le deuxième groupe identifié comporte trois échantillons. Il comporte deux échantillons de dépôts de basse terrasse et un de très basse terrasse. Leur texture est sablo-limoneuse (M= 40-100 μm et C=400-600). Les modes de transport dominants de ces dépôts peuvent être interprétés comme la *suspension et la saltation*.

Un dernier groupe s'illustre au sein de l'image CM. Il comporte deux échantillons de très basse terrasse et un échantillon de basse terrasse. La texture de ces sédiments est limono-sableuse (M=30-80 μm et C=150-250 μm). Ils sont tous les trois associés à un *transport en suspension* dans la plaine alluviale.

4.2.3. Une vallée non confinée

À partir de Goundaka, la morphologie du Yamé change radicalement au même titre que les paysages. En effet, ce secteur de la vallée du Yamé marque une rupture avec les zones amont par la disparition du grès qui laisse place au glaciis supérieur qui occupe désormais l'ensemble des paysages. En effet, une fois les dernières buttes gréseuses passées, le glaciis secondaire, qui résulte de la dégradation du glaciis supérieur, n'est plus observé (Fig.4.20). Cela indique une réduction des processus d'érosion et des apports latéraux pour ce secteur de la vallée. Ainsi, les deux principales caractéristiques de ce secteur de basse vallée sont d'une part le caractère non confiné de la vallée dont la largeur augmente fortement et d'autre part, la très faible pente (0.4‰) de cette zone favorisant le stockage des sédiments ayant transités dans les sections situées à l'amont. Deux styles fluviaux peuvent être différenciés dans cette partie de la vallée.

4.2.3.1. Le secteur 4

a. Description

Le premier secteur de la basse vallée est caractéristique de *chenaux multiples sinueux au sein d'une large plaine alluviale faiblement incisée dans les glaciis*. Ce secteur, qui se situe entre les villages de Goundaka et de Bougué, est le plus court de la vallée du Yamé avec une longueur de seulement 10 km (Fig.4.20).

Ce style fluvial est dissocié des autres principalement en raison de la large plaine alluviale qui atteint en moyenne 1280 m. En revanche, la largeur du chenal est similaire à celle du tronçon précédent avec 44m en moyenne. Ainsi, la valeur de l'indice de confinement est très faible (0,04). L'indice de sinuosité, quant à lui, est nettement plus élevé avec 1,3. On observe ainsi plusieurs méandres au sein de ce système hydro-sédimentaire. Enfin, l'indice d'emprise des chenaux secondaires est pour la première fois depuis l'amont supérieur à 1 avec 1,3 indiquant que le Yamé se dédouble à partir de ce secteur. Un deuxième chenal est notamment très bien identifié au sein de la plaine alluviale (Fig.4.20). Les autres chenaux sont le plus souvent des bras de décharge qui se remplissent et deviennent actifs lors des crues. Ils sont de largeur nettement plus faible ne dépassant jamais la dizaine de mètres. Dès les mois de décembre – janvier, les chenaux sont asséchés.

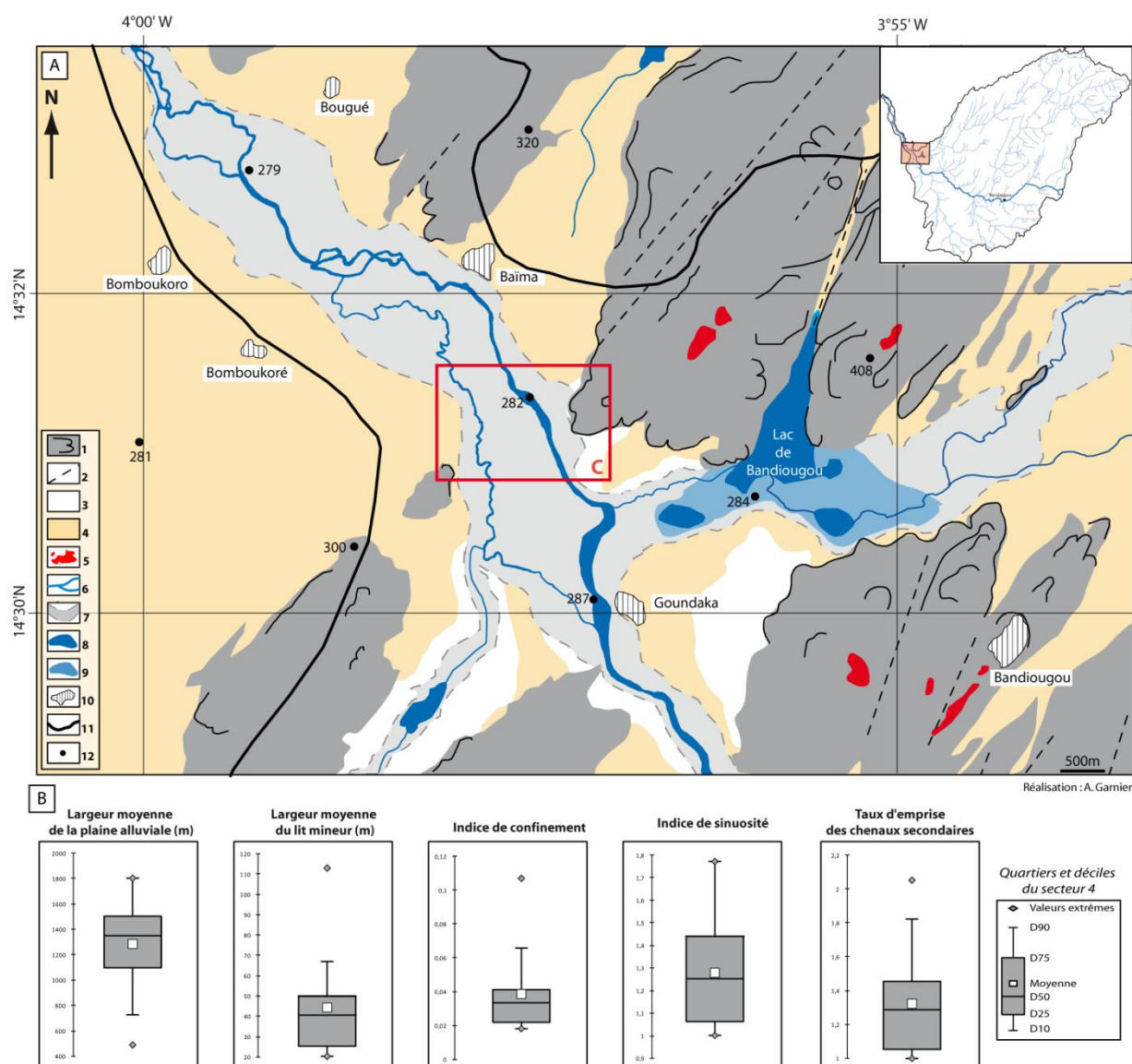


Figure 4.20: Carte géomorphologique du style fluvial n°4

(A). 1. Grès et corniches gréseuses, 2. Diaclases, 3. Glacis secondaire, 4. Glacis supérieur, 5. Buttes latéritiques 6. Chenal du Yamé et ses affluents, 7. Plaine alluviale du Yamé, 8. Lac et mares permanent, 9. Extension maximale du lac, 10. Principaux villages, 11. Limite du bassin versant, 12. Points cotés ; (B). Caractéristiques géomorphologiques du secteur 4.

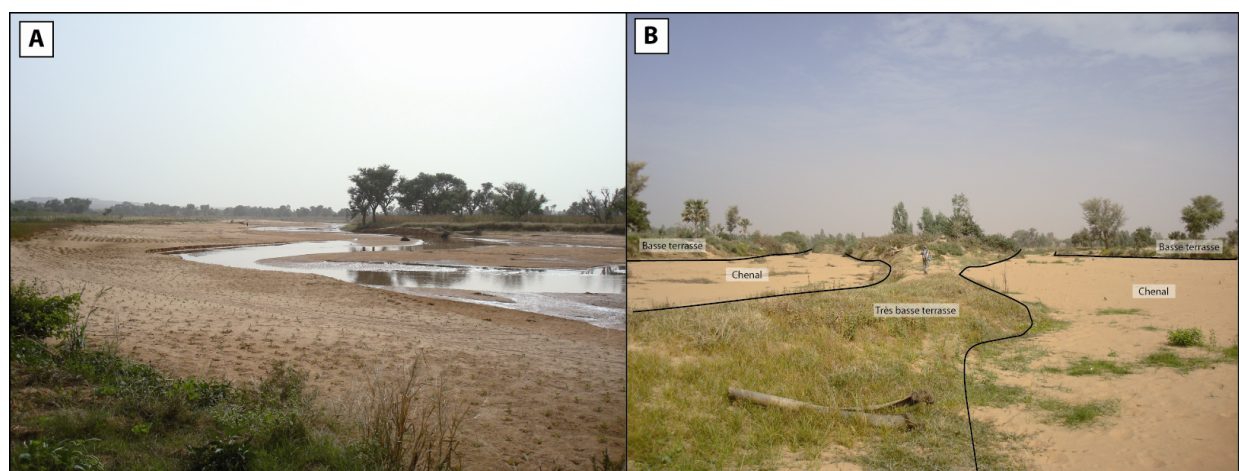


Figure 4.21 : (A) Chenal du Yamé à l'aval de Goundaka en fin de saison humide (novembre 2008) et (B) les différentes unités sédimentaires à Baïma

Ce secteur est particulier dans la vallée du Yamé, notamment en raison des annexes hydrologiques qu'il comporte. En effet, premièrement, c'est le dernier secteur de confluence du Yamé avec des affluents. Ici deux grands affluents viennent nourrir le Yamé. Ainsi, suite à l'entrée dans le système fluvial du Yamé de ces deux affluents, le bassin versant augmente soudainement d'environ 1000 km², passant en l'espace de quelques dizaines de mètres, de 3435 km² à 4382 km². Enfin, ce secteur comporte une zone humide importante, le lac de Bandiougou (Fig.4.20 et 4.22).



Figure 4.22 : (A) Le lac de Bandiougou en saison sèche (février 2009), (B) Affluent du Yamé qui rejoint le lac au Yamé (second plan) en fin de saison humide (novembre 2008)

Un secteur de ce tronçon, localisé au alentour du village de Baïma, a été étudié de manière plus approfondie (Fig.4.23).

Comme pour l'ensemble du tronçon, le chenal principal est pour ce secteur incisé d'environ 3 mètres dans les dépôts holocènes. En revanche, le chenal est à cet endroit particulièrement large puisqu'il atteint près de 100 m. Il est constitué principalement par du matériel grossier sableux et de nombreux bancs latéraux de longueurs assez importantes (Fig.4.23). À Baïma, on observe au centre du chenal, des îles hautes de deux mètres environ, végétalisées par une strate arbustive et herbeuse assez dense. Elles constituent une très basse terrasse inondée lors de la saison humide. Un peu plus élevée, de chaque côté du chenal, on a pu identifier une basse terrasse qui constitue la majeure partie de la plaine alluviale. Le Yamé se déverse rarement au sein de cette vaste plaine alluviale, seulement lors des crues exceptionnelles. Cette basse terrasse est occupée par la culture du mil et le maraîchage. La végétation ligneuse est identique au reste de la basse vallée, dominée par l'espèce *Faidherbia albida*. On a cependant observé la présence d'une espèce plus rare *Piliostigma reticulum*, près du chenal secondaire ou encore de plantations d'eucalyptus, absentes de la vallée amont.

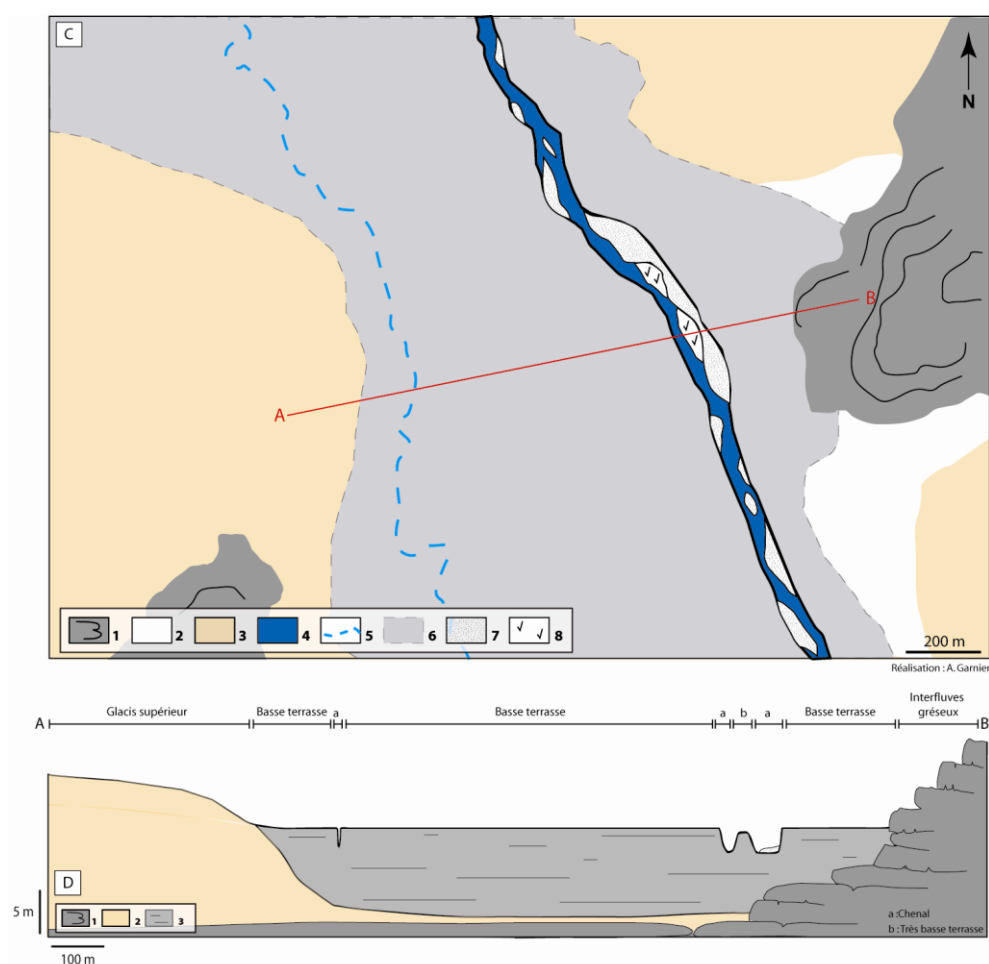


Figure 4.23 : Carte géomorphologique et profil en travers du secteur de Baïma

(C) 1. Grès, 2. Glacis secondaire, 3. Glacis supérieur, 4. Chenaux en eau, 6. Plaine alluviale du Yamé, 7. Bancs sableux, 8. Ile végétalisée (D) 1. Grès, 2. Glacis supérieur, 3. Sédiments holocènes.

b. Caractérisation granulométrique des sédiments alluviaux et lacustres

Des échantillons de surface ont été prélevés dans différentes unités sédimentaires associées au système lacustre de Bandiougou. Quatre échantillons issus des dépôts du centre du lac, deux échantillons prélevés sur les marges du lac dans des zones inondables pendant la saison humide et enfin un échantillon prélevé dans un affluent du lac ont fait l'objet d'une analyse granulométrique. L'image CM suggère trois modes de transport et de dépôt (Fig.4.24).

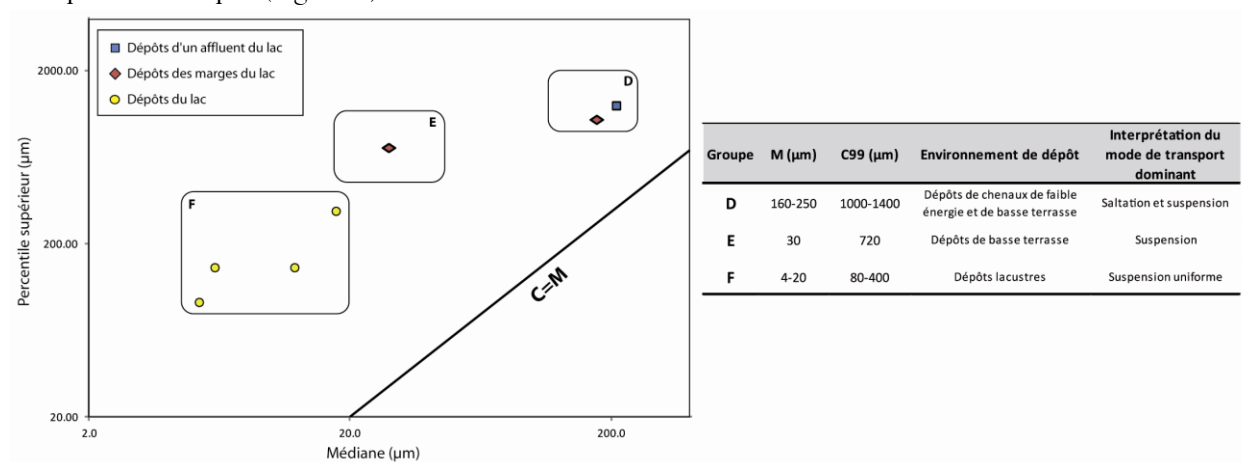


Figure 4.24 : Image CM des échantillons prélevés issus des dépôts du lac de Bandiougou

Le premier type regroupe l'échantillon prélevé dans les sédiments sableux d'un affluent du lac et un échantillon issu des dépôts des marges du lac. Ils sont constitués de sables grossiers ($M=160-250\ \mu\text{m}$ et $C=1000-1400\ \mu\text{m}$). Ils témoignent d'un transport issu de *saltation* et de *suspension*, lors des crues.

Le deuxième groupe comporte un échantillon issu des sédiments des marges du lac. La granularité de cet échantillon est un peu plus fine de nature sablo-limoneuse puisque la médiane (M) est de $28\ \mu\text{m}$ et le percentile supérieur de $716\ \mu\text{m}$. Il a été transporté puis déposé en *suspension* lors de la décrue du lac.

Le dernier type regroupe les quatre échantillons prélevés dans les dépôts du lac. Ils indiquent des sédiments de nature argilo-limoneuse déposés par *suspension uniforme*. La médiane est située entre 4 et $20\ \mu\text{m}$ et le percentile supérieur entre 80 et $400\ \mu\text{m}$.

L'analyse granulométrique des sédiments associés au système lacustre indique une évolution de la granularité des dépôts de l'entrée d'un affluent dans le lac jusqu'à la zone profonde de celui-ci. Plus on s'éloigne du lac et plus la granularité est grossière. Les dépôts lacustres et palustres se distinguent des autres enregistrements par une plus faible énergie et compétence des flux hydrologiques et par le processus de suspension uniforme qui domine. De même, ces dépôts qui favorisent le développement d'organismes associés aux zones humides (populations planctoniques et benthiques, ceinture végétale...) sont plus riches en matière organique.

4.2.3.2. Le secteur 5

Ce tronçon de $23,9\ \text{km}$ de long se situe entre les dernières buttes gréseuses à l'aval de Bougué et l'entrée du Yamé dans le Delta intérieur du Niger au niveau de Sinné (Fig.4.25). Les variables géomorphologiques indiquent un style fluvial à *chenaux multiples méandriformes dans une plaine alluviale incisée dans les glaciis* (Fig.4.25).

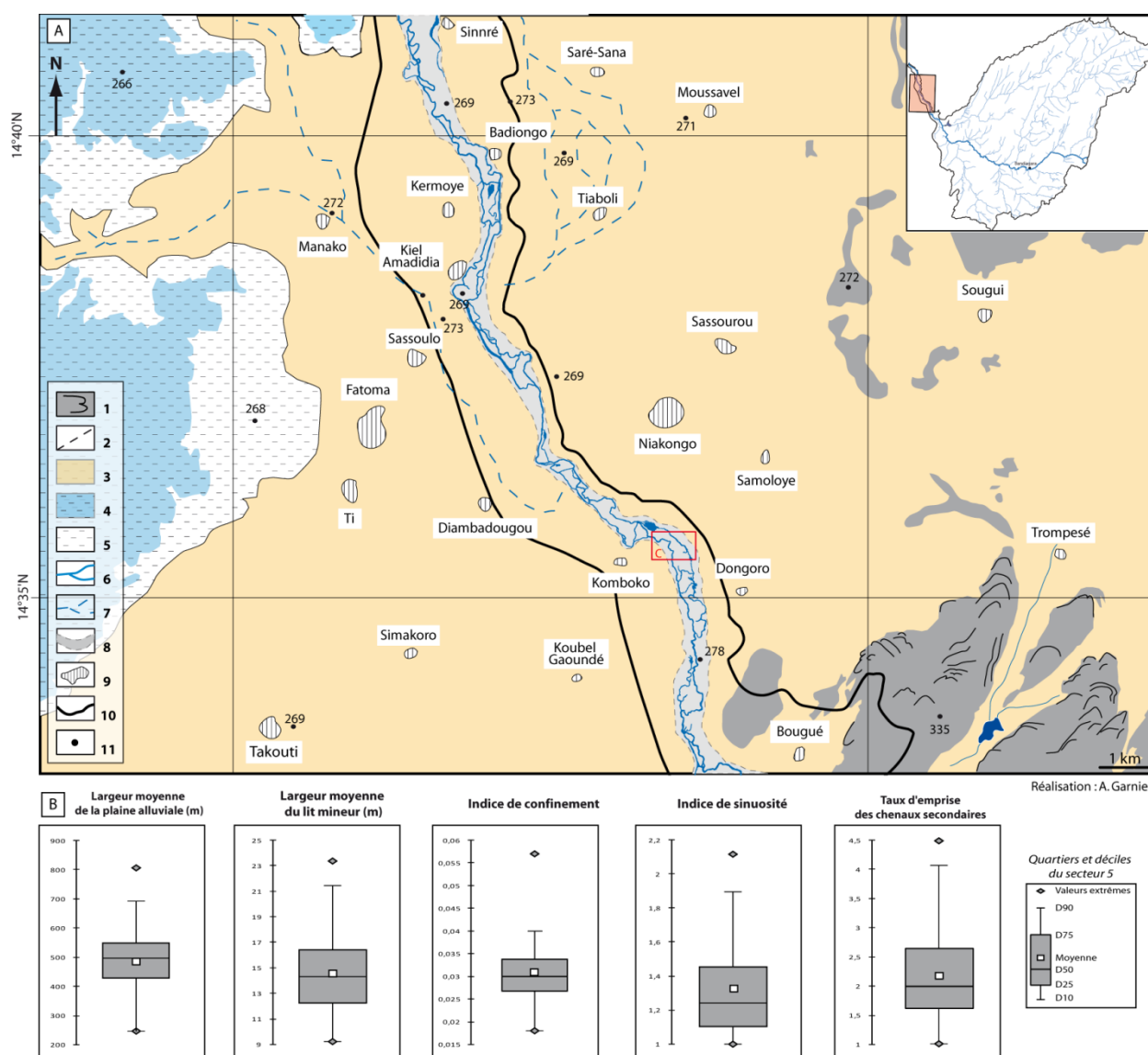


Figure 4. 25 : Carte géomorphologique du style fluvial n°5

(A) 1. Grès et corniches gréseuses, 2. Diaclases, 3. Glacis supérieur, 4. Extension moyenne du delta intérieur du Niger, 5. Extension maximale du delta intérieur du Niger, 6. Chenal du Yamé, 7. Paléochenaux du Yamé, 8. Plaine alluviale du Yamé, 9. Principaux villages, 10. Limite du bassin versant, 11. Points cotés ; (B) Caractéristiques géomorphologiques du secteur 5.

Même si la pente est similaire (0,04%) à celle du secteur précédent, celui-ci présente une morphologie en plan différente. On observe une réduction importante de la largeur du fond de vallée qui n'atteint plus que 490 m en moyenne, soit une diminution de plus de la moitié. Le chenal est aussi moins large avec 14m en moyenne. Ainsi, l'indice de confinement est toujours aussi faible (0,3) suggérant une vallée non confinée. De plus, l'indice de sinuosité est élevé (1,3) et un nombre relativement important de tronçons (12) enregistrent une valeur supérieure à 1,5 ; indiquant des écoulements méandriformes. Enfin, la valeur du taux d'emprise des chenaux secondaires est aussi élevée avec 2,2 en moyenne. Elle indique la présence d'un chenal principal et de nombreux défluent et mares temporaires. Lors de la saison des pluies, l'ensemble du chenal et des annexes hydrologiques associées sont caractérisés par des écoulements de plein bord et parfois, pendant les fortes crues, l'eau se déverse au sein de la plaine alluviale. En revanche, durant la phase de décrue, l'eau se concentre dans le chenal principal puis s'assèche complètement quelques semaines plus tard, à partir du mois de décembre (Fig.4.26). En raison de l'absence d'affluent fonctionnel

de l'amont à l'aval de ce tronçon, la taille du bassin versant connaît une croissance très faible puisque il augmente de seulement 100 km² en 23,9 km (4382 à 4415 km²).

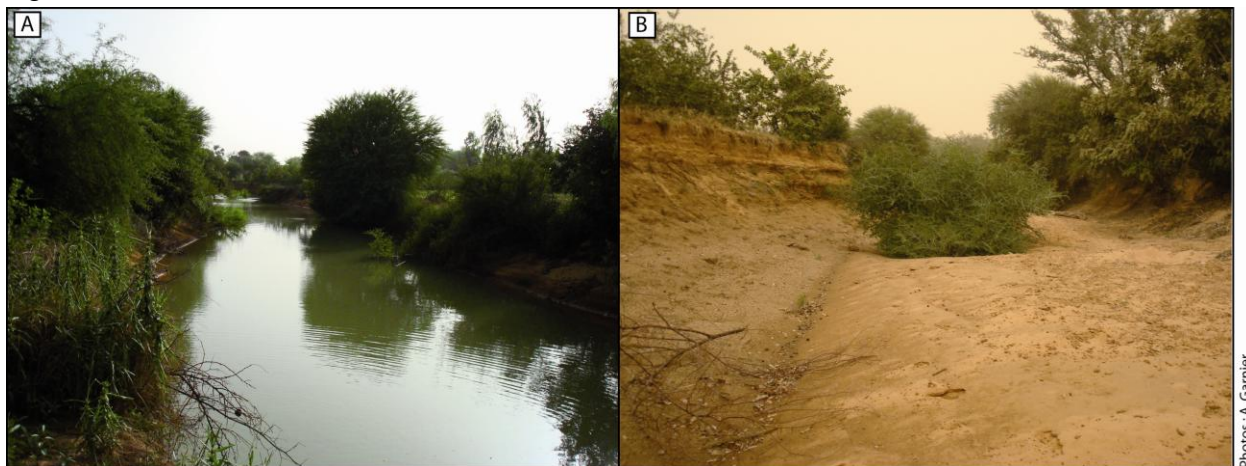


Figure 4.26 : Le chenal à Samoloye en fin de saison humide (A) et en saison sèche (B).

Photos : A. Garnier

Enfin, l'autre caractéristique de ce secteur est sa proximité avec le Delta intérieur du Niger localisé à l'Est et au Nord. Sur les photographies aériennes, on observe la présence de plusieurs bras morts du Yamé. Seul J. Gallais en fait note dans sa monographie sur le Delta intérieur du Niger (1967). Il parle même d'un ancien delta du Yamé. Ces anciens bras du Yamé témoignent d'un fonctionnement hydrologique différent de l'actuel. Cependant, les faibles connaissances disponibles ainsi que le manque d'investigations conduites sur le terrain pour ce secteur nous permettent seulement d'émettre des hypothèses. Gallais (1967a, p20) reconnaît également la présence d'anciennes formations alluviales qui occupent la bordure orientale du delta intérieur du Niger. Il distingue deux niveaux de remblaiement : supérieur et inférieur. Il admet que le remblaiement supérieur, caractéristique d'une granulométrie fine et homométrique ($M=40-110 \mu m$), peut être défini comme des cônes d'alluvions déposés au piémont du plateau par le Yamé sous un climat plus humide et chaud. Il suggère que ce remblaiement fut en même temps le « matériel de benne d'un lac dont le niveau des hautes eaux était d'une vingtaine de mètres supérieur à celui de la crue actuelle ». Quant au remblaiement inférieur, il correspond à la plaine alluviale du Yamé actuelle telle que nous l'avons définie (Fig.4.25). Cependant, il est possible que le remblaiement supérieur soit le témoin d'une extension antérieure du Delta intérieur beaucoup plus vaste que l'actuel. Il est clair que la présence de paléochenaux indique une évolution géomorphologique de la basse vallée. Ces paléochenaux se jetaient une dizaine de km à l'aval du chenal actuel dans le delta intérieur du Niger. Aujourd'hui, ces anciens lits ne sont plus fonctionnels, même pendant les crues. Enfin, la finesse des sédiments ainsi que les résultats des études menées notamment sur le plateau de Bandiagara et dans la plaine du Séno (Rasse *et al.*, 2006 ; Rasse *et al.*, 2012) semblent suggérer un autre mode de mise en place pour ces sédiments du remblaiement supérieur défini par Gallais (1967a). En effet, il semble possible que ce matériel limono-sableux soit le résultat d'un dépôt éolien qui ait opéré en bordure du Sahara (Coudé-Gaussen, 1991) ou au Maghreb (Weisrock *et al.*, 2006a ; 2006b) pendant le Pléistocène supérieur. En effet, la plupart des études menées sur le Delta intérieur du Niger définissent la bordure occidentale comme glaciaire (Rasse, 2010), terme que nous avons conservé.

Le secteur localisé non loin du village de Samoloye a été étudié plus en détail. Il se situe à l'amont des paléochenaux du Yamé (Fig.4.27).

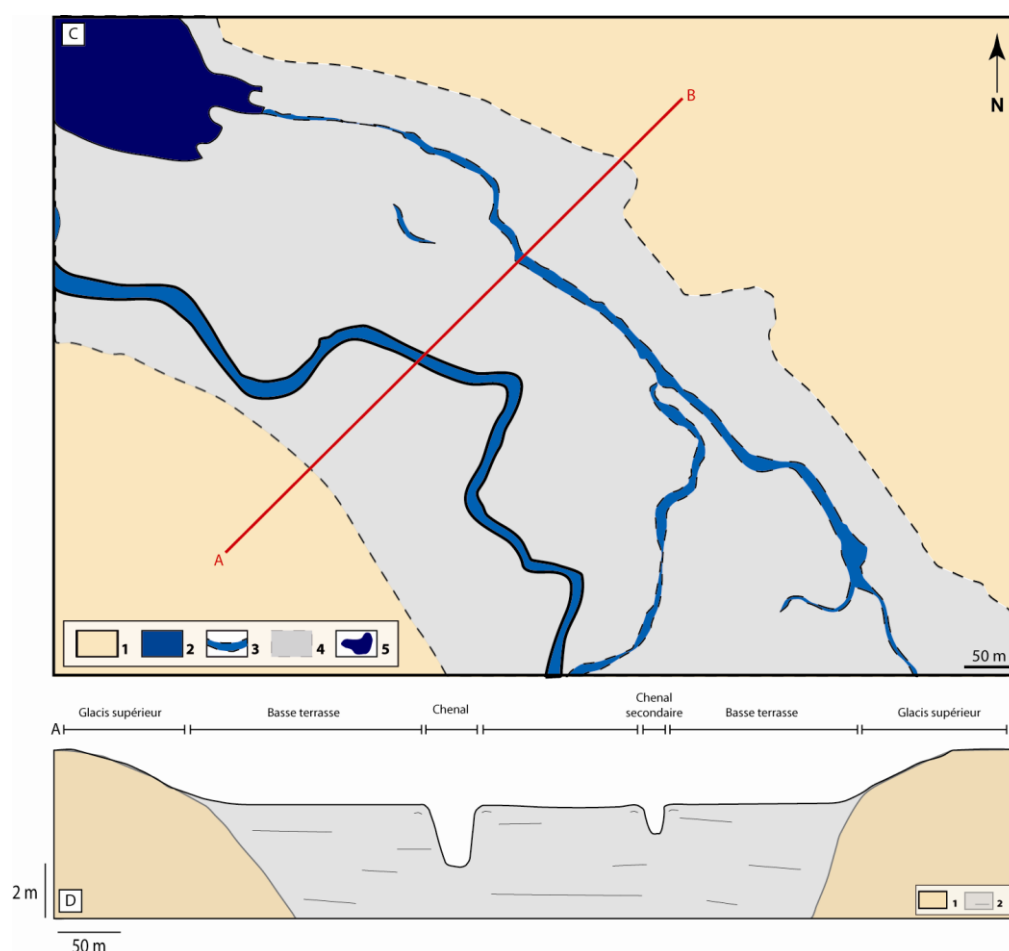


Figure 4. 27 : Carte géomorphologique et profil en travers du secteur de Samoloye

(C) 1. Glacis supérieur, 2. Chenal principal, 3. Chenaux secondaires, 4. Plaine alluviale du Yamé, 5. Zones humides, (D) 1. Glacis supérieur, 2. Sédiments holocènes.

Le chenal principal est pour ce secteur incisé d'environ 3 mètres dans les dépôts holocènes et mesure à peine dix mètres de large. Le matériel présent dans le chenal est constitué de sables fins à moyens (Fig. 4.26). On a pu observer une sédimentation caractéristique des méandres avec un banc de convexité sablo-limoneux et une rive concave en érosion. En revanche, le chenal secondaire qui correspond à un bras de décharge est nettement moins profond (1m) et moins large (environ 5m) (Fig.4.27). Enfin, la végétation est différente des autres secteurs étudiés puisqu'elle est nettement plus dense (Fig.4.26). En effet, le long du cours d'eau, on a observé des espèces absentes des zones amont telles que *Ziziphus mauritania*, *Diospyros mespiliformis* ou encore *Acacia Nilotica*. Enfin, les populations locales ont planté des vergers de goyaviers (*Psidium guayavia*) ainsi que des plantations d'eucalyptus. Ces derniers situés au sein de la basse terrasse sont inondés 2 à 3 jours pendant la saison humide (Comm. Orale habitant de Samoloye Peul). Enfin, de nombreuses zones humides sont observées au sein de ce tronçon, comme ici une mare temporaire pour le secteur de Samoloye (Fig.4.27).

4.2.4. Le secteur 6

a. Description

Le dernier tronçon caractéristique d'un style fluvial différent correspond aux six derniers kilomètres du Yamé, entre Sampara et la confluence avec le fleuve Niger (Fig.4.28).

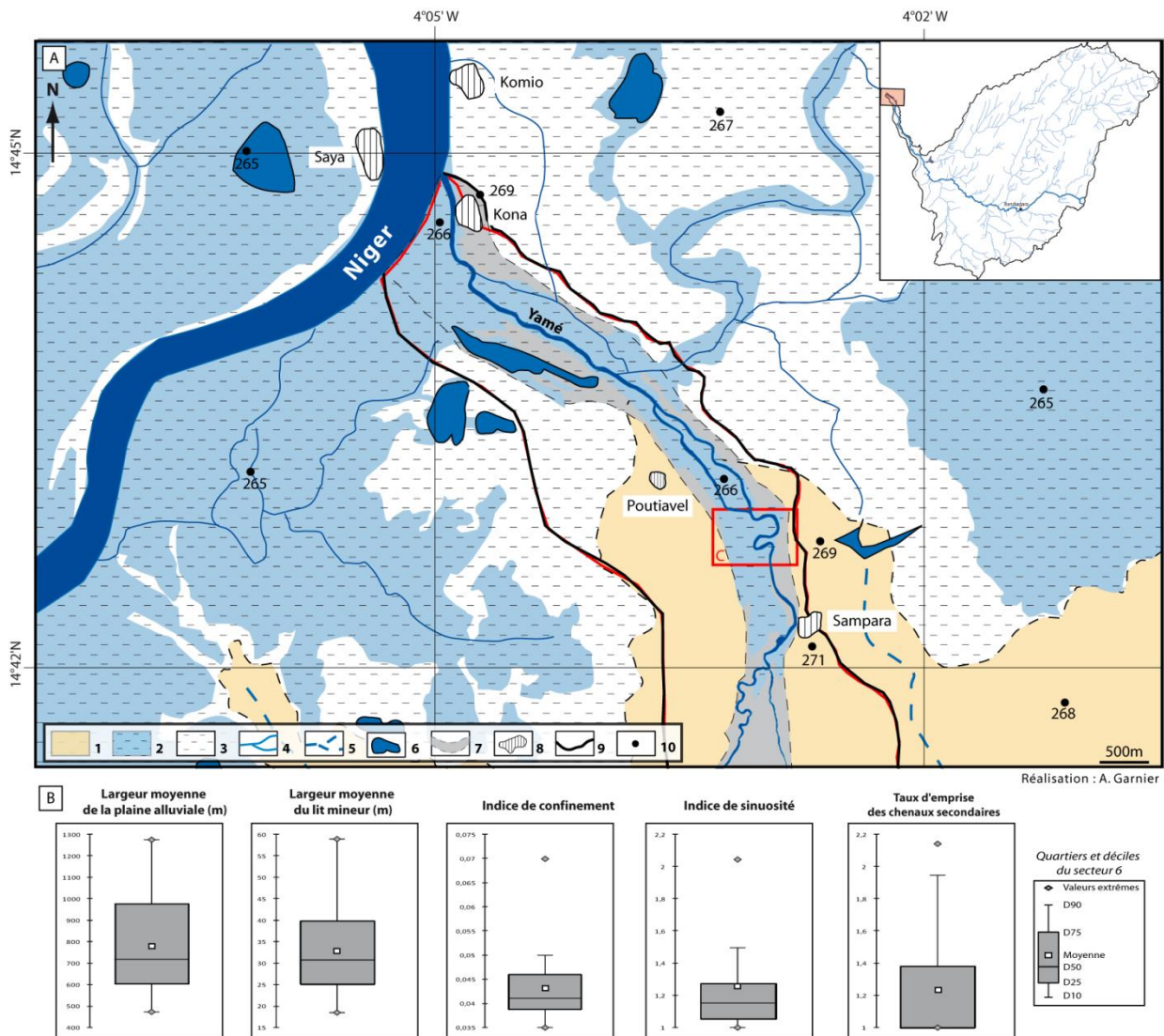


Figure 4.28 : Carte géomorphologique et caractéristiques morphologiques du style fluvial n°6

(A) 1. Glacis supérieur, 2. Extension des eaux de crue du delta intérieur du Niger, 3. Plaine d'inondation maximale du delta intérieur du Niger, 4. Chenaux du Yamé et des affluents/défluent du Niger, 5. Paléochenaux du Yamé, 6. Lacs et mares permanents, 7. Plaine alluviale du Yamé, 8. Principaux villages, 9. Limite du bassin versant, 10. Points cotés ; (B) Caractéristiques géomorphologiques du secteur 6.

Il indique des *chenaux multiples et des zones humides associées à la plaine alluviale du Niger* (Fig.4.28). Son fonctionnement hydrologique est assez complexe puisqu'il est dépendant d'une part, du débit du Yamé et d'autre part, de celui du Niger. En effet, à partir de la mi-août, la crue du Niger bloque les eaux du Yamé entraînant son débordement et son déversement dans les dépressions topographiques adjacentes. Ainsi, pendant la saison humide, le fonctionnement hydrologique de cette zone est entièrement tributaire du niveau d'eau atteint par le Niger. Ensuite, les nombreuses mares perdurent et s'assèchent progressivement au cours de la saison sèche. Le chenal actif du Yamé, large en moyenne de 33 mètres et incisé de 3 mètres environ dans la plaine alluviale, reste en eau jusqu'au mois de mars quand la décrue du Niger se termine. Les limites attribuées au bassin versant du Yamé perdent leur sens lors de la saison humide. En effet, lorsque le Niger se déverse dans le Yamé et dans les plaines adjacentes, celui-ci devient non plus affluent comme au début de la saison humide mais défluent du Niger. Les eaux retournent donc vers le Yamé qui se retrouve alors connecté à l'ensemble de la zone inondable. Ainsi, peu après Poutiavel (Fig.4.28), le fond de vallée n'est pas vraiment mesurable puisque l'ensemble de l'espace est inondé. Cette inondation induit une sédimentation et une occupation du sol particulières. En effet, dans les secteurs peu

profonds, l'inondation sur plusieurs mois permet d'y développer la culture du riz qui occupe une grande partie du Delta intérieur du Niger.

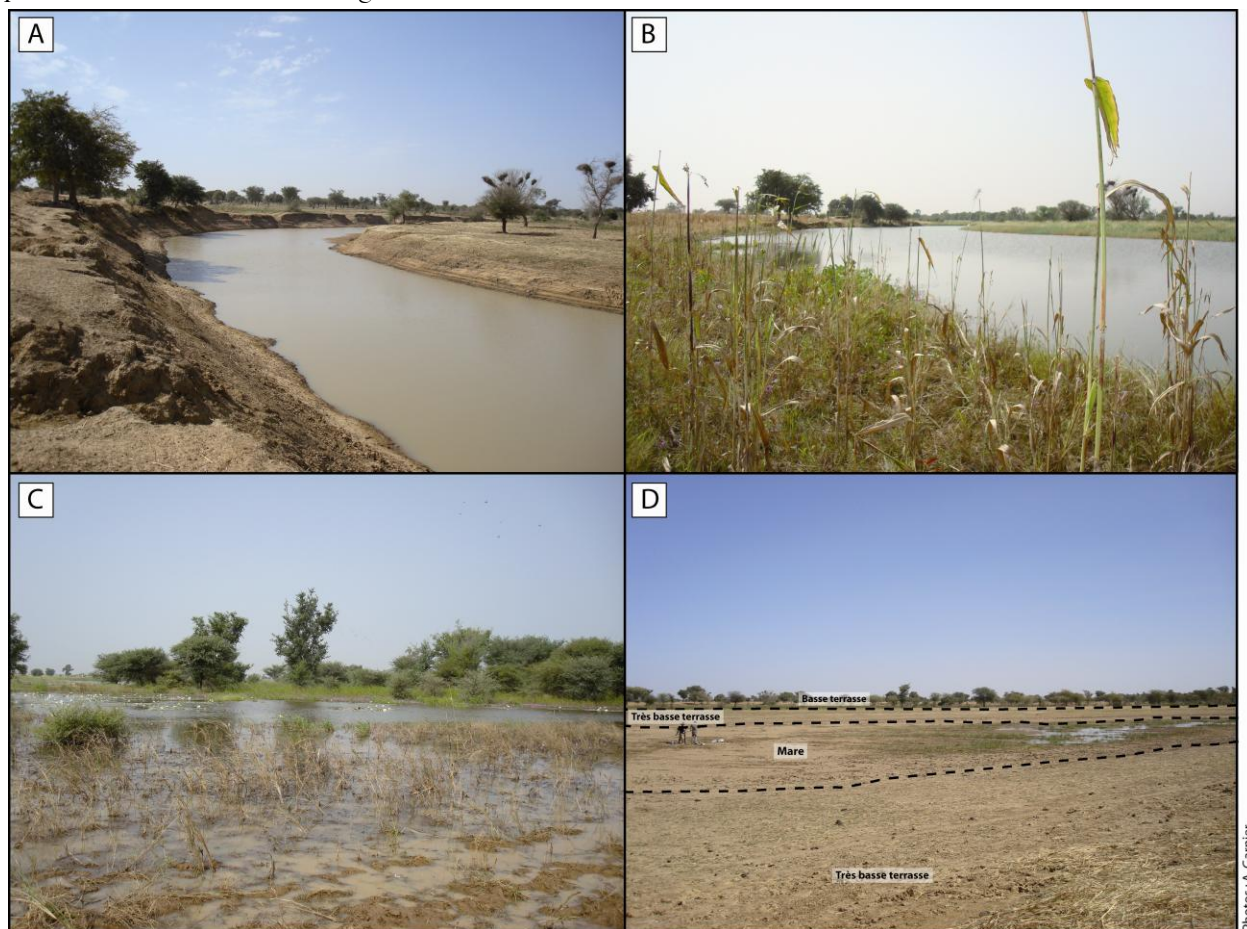


Figure 4.29 : Le chenal principal du Yamé à Sampara au mois de février (A) et de novembre (B) ; ancien méandre recoupé en eau lors de la saison humide (C) et limites entre les différentes unités géomorphologiques à Sampara (D).

Un secteur a été choisi à titre d'exemple. Il est situé à l'amont de ce tronçon non loin du village de Sampara (Fig.4.30). Comme nous pouvons l'observer sur les photos de la figure 4.29 prises au même endroit pendant la saison sèche (A) et en fin de saison humide (B), le niveau d'eau du Yamé a diminué de 2 à 3 mètres, modifiant aussi les paysages. En effet, ce secteur comprend de nombreuses formes spécifiques au delta intérieur du Niger avec des mares qui sont alimentées par le Yamé-Niger lors de l'inondation de la plaine alluviale mais aussi des bras morts tel qu'ici un ancien méandre recoupé (*oxbow lake*) qui se retrouve en eau lors de la saison humide. Les dépressions topographiques comme les mares, ne permettent pas la culture du riz car le niveau d'eau atteint lors de la saison humide dépasse les deux mètres. À Sampara, contrairement aux secteurs plus à l'aval, on a pu identifier la présence d'une basse terrasse, inondée lors des grandes crues et longée par des glacis non submergés par les crues. À la charnière de ces deux unités ou dans la plaine alluviale on observe régulièrement des buttes anthropiques (tells) qui témoignent de la présence ancienne et dense des hommes dans le Delta intérieur du Niger. Enfin on observe par endroit une couverture du sol par des nodules pisolithiques qui proviennent du démantèlement ferrallitique. Ils ont aussi été observés par J. Gallais (1967a) et par R. Bertrand (1974) dans la région. Ce dernier suggère que ce sont des cônes de déjection cuirassés du piémont occidental du plateau de Bandiagara. Si cette cuirasse affleure à différents niveaux topographiques au sein de la plaine alluviale du Niger et du Yamé, à Sampara ; elle se situe à environ 6-8m de profondeur. Elle est recouverte par les formations alluviales holocènes (Fig.4.30).

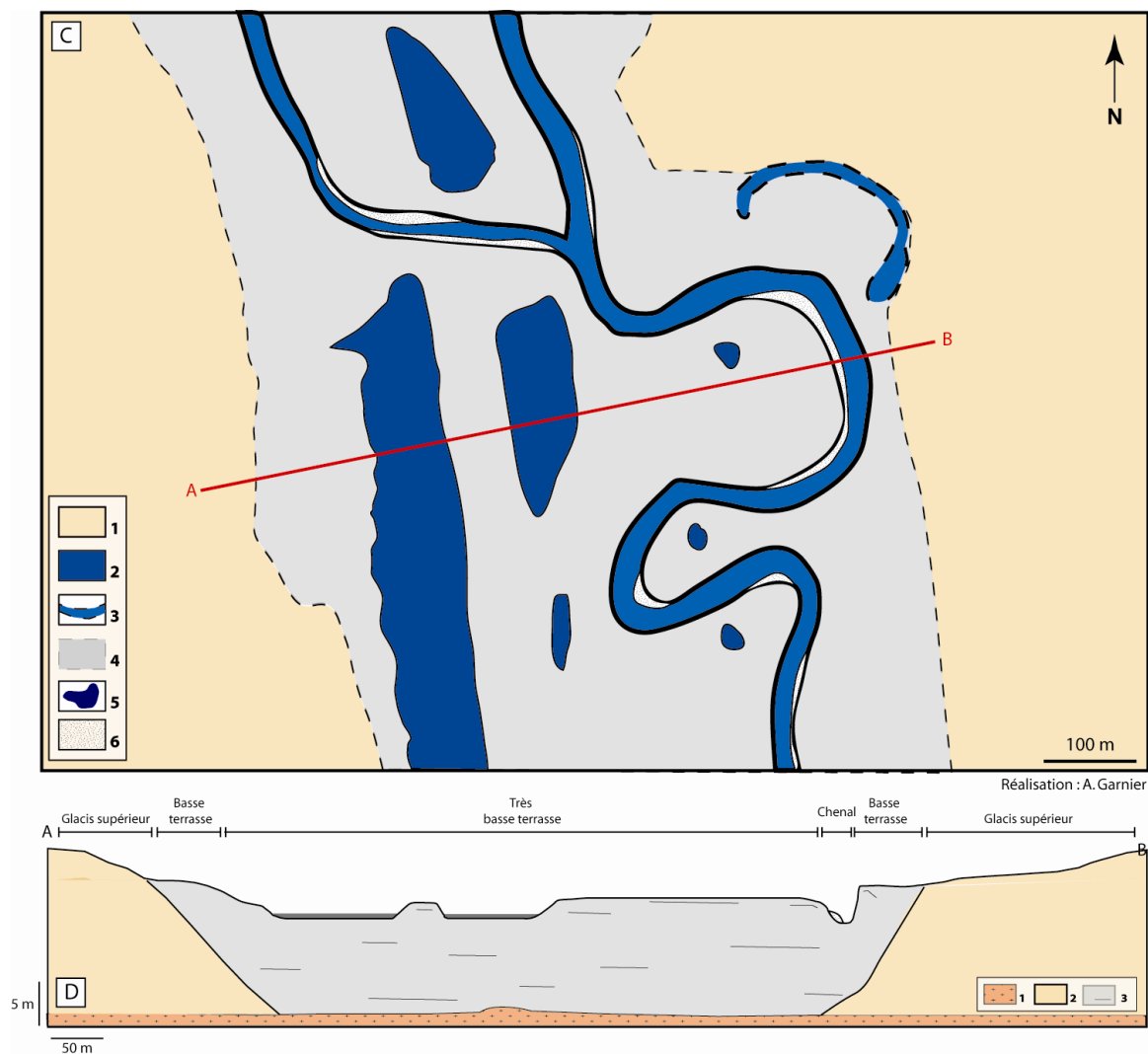


Figure 4.30 : Carte géomorphologique et profil en travers du secteur de Sampara

(C) 1. Glacis supérieur, 2. Chenal principal, 3. Bras mort, 4. Plaine alluviale du Yamé, 5. Zones humides, 6. Bancs sableux ; (D) 1. Latérite, 2. Glacis supérieur, 3. Sédiments holocènes.

b. Caractérisation granulométrique des sédiments alluviaux

Enfin, la sédimentation alluviale est ici caractéristique de dépôts latéraux sableux dans le chenal avec l'identification notamment de bancs de convexité dans les méandres. La plaine alluviale est quant à elle couverte de dépôts de débordement fins. Six échantillons de surface prélevés dans ces différentes unités sédimentaires ont fait l'objet d'une analyse granulométrique. L'image CM suggère un mode de transport relativement homogène pour l'ensemble de ces dépôts puisqu'ils sont tous associés au groupe D. Ils ont été mis en place par des courants tractifs mais de faible intensité de type *suspension et saltation* (Fig.4.31).

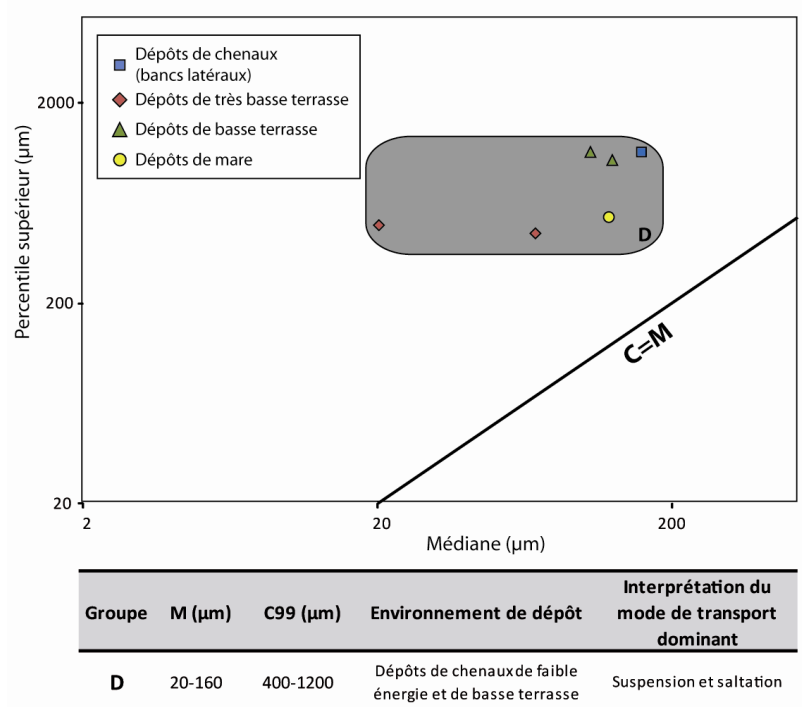


Figure 4.31 : Image CM des dépôts de Sampara

Conclusion : Synthèse du fonctionnement du système fluvial contemporain

L'étude géomorphologique des formes et des formations superficielles associée à une analyse sédimentologique des différentes unités sédimentaires a permis de mettre en avant une grande diversité des styles fluviaux et des processus hydro-sédimentaires de l'amont vers l'aval de la vallée du Yamé.

Cette succession de styles fluviaux suggère aujourd'hui une organisation longitudinale des échanges. À partir des observations sur le fonctionnement actuel du système fluvial nous proposons une typologie : pour les deux premiers secteurs situés à l'amont, les processus érosifs et de production des sédiments sont dominants alors que la moyenne vallée (secteur 3) constitue une zone de transfert. Enfin, les processus de sédimentation dominant pour les trois derniers secteurs (Fig.4.32).

La **zone de production** est caractérisée par un système fluvial avec un chenal unique rectiligne à sinueux encaissé de plusieurs mètres soit dans les grès ou des glais quaternaires. La pente relativement élevée favorise le processus d'érosion et de ravinement.

La moyenne vallée est dominée par les processus de **transfert des sédiments** principalement en raison du nombre important d'affluents. Malgré la réduction de la pente, l'augmentation du débit du cours d'eau en raison de l'apport des affluents permet une évacuation des matériaux provenant de l'amont.

À partir du quatrième tronçon jusqu'à l'aval de la vallée du Yamé, le système fluvial est caractérisée par l'**accumulation des sédiments**. Ce processus est favorisé par la faiblesse de la pente, la multiplicité des chenaux et l'absence d'affluents. Le remplissage alluvial est important, de l'ordre d'une dizaine de mètres.

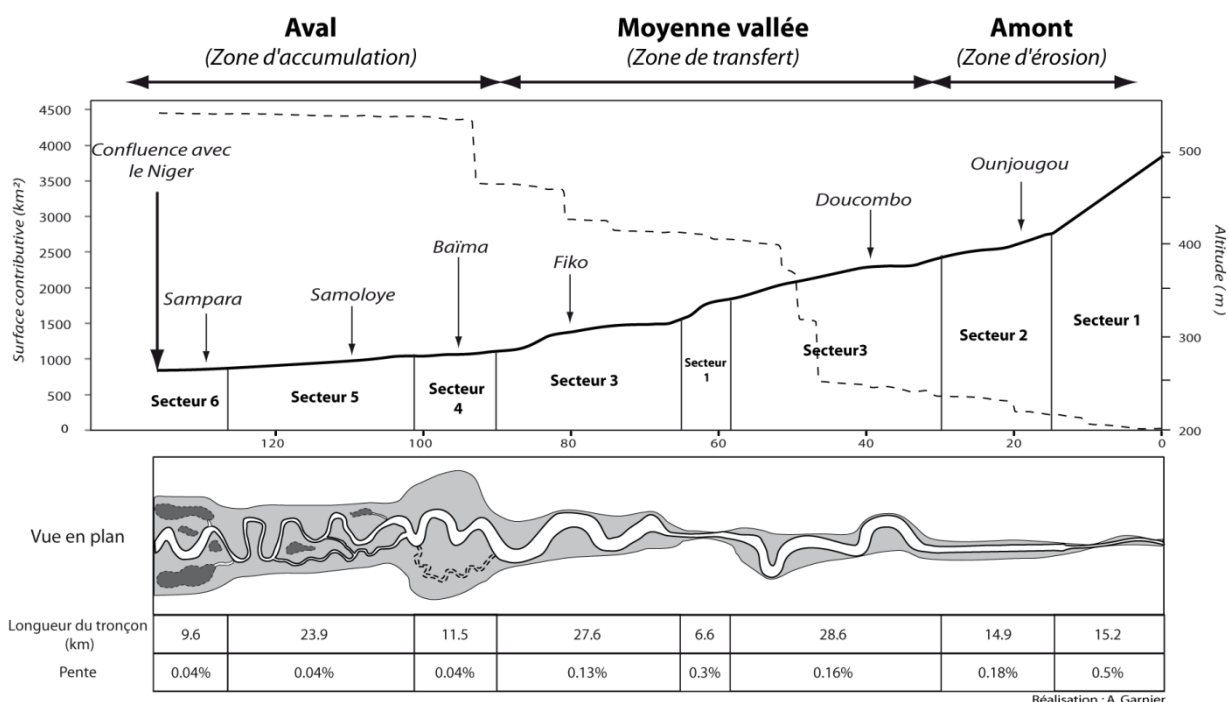


Figure 4.32 : Organisation longitudinale du système fluvial du Yamé

La caractérisation des dépôts et des processus hydro-sédimentaires associés s'est aussi appuyée sur l'utilisation de l'image CM pour soixante échantillons de la vallée du Yamé. Celle-ci indique grossièrement une organisation longitudinale au sein du système fluvial (Fig.4.33).

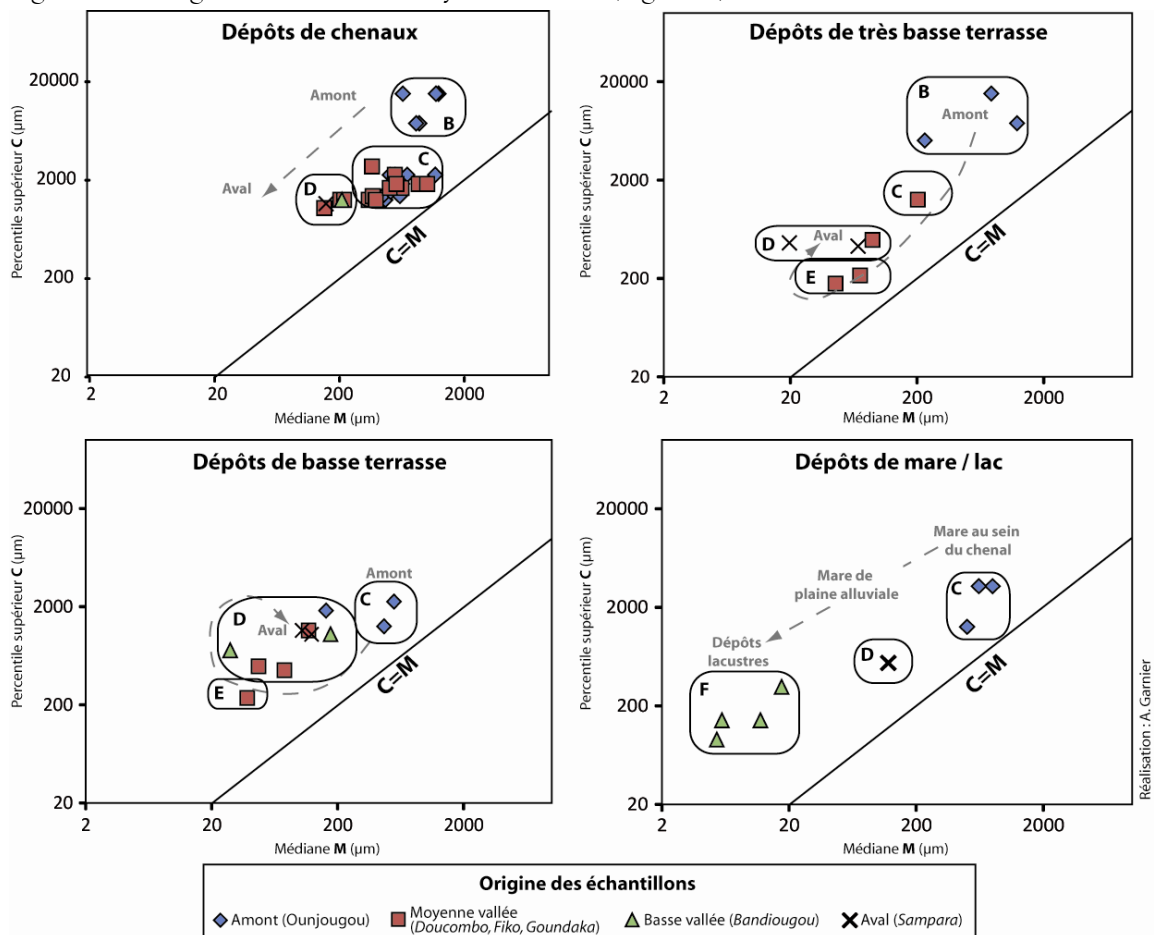


Figure 4.33 : Image CM des échantillons contemporains de la vallée du Yamé par milieu de sédimentation.

Dans l'ensemble, on observe que la granularité des sédiments diminue de l'amont vers l'aval quelque soit la nature de l'environnement de dépôt dans lequel l'échantillon a été prélevé. Ainsi, les échantillons d'Ounjougou ont une texture sableuse assez grossière ($M=150-1500\ \mu\text{m}$; $C=1000-20000\ \mu\text{m}$), ceux de la moyenne vallée (secteur 3) une texture plus fine de nature sablo-limoneuse ($M=30-1000\ \mu\text{m}$; $C=100-3000\ \mu\text{m}$). Enfin, les échantillons de la basse vallée avec ceux prélevés à Bandiougou et à Sampara indiquent une dynamique hydrologique plus calme avec une granularité de nature limono-sableuse ($M=5-200\ \mu\text{m}$; $C=80-1200\ \mu\text{m}$).

Enfin, cette image CM met en avant des groupes d'échantillons qui correspondent à des processus de transport et de dépôt des sédiments différents (Fig.4.34 ; Tab.4.1). Ils représentent alors un référentiel dans l'étude des dépôts holocènes (Chapitre 5).

Groupe	M (μm)	C99 (μm)	Environnement de dépôt	Localisation des échantillons	Interprétation du mode de transport dominant
B	600-1500	6000-20000	Dépôts de chenaux et de très basse terrasse	Amont	Transport par roulage et saltation
C	200-1500	1000-4000	Dépôts de chenaux, de très basse terrasse, de basse terrasse et de mare.	Amont, Moyenne vallée	Transport par saltation et suspension
D	100-250	400-2000	Dépôts de chenaux et de basse terrasse	Ensemble de la vallée	Transport par suspension et saltation
E	20-80	170-250	Dépôts de très basse et de basse terrasse	Moyenne vallée	Transport par suspension
F	5-20	80-400	Dépôt lacustres	Basse vallée	Dépôt par suspension uniforme

Tableau 4.1 : Caractéristiques granulométriques et hydro-géomorphologiques des groupes sédimentaires identifiés au sein de l'image CM

- B.** Le premier groupe rassemble des dépôts de chenaux et de très basse terrasse qui ont été transportés par roulage et par saltation lors de la période de crue puis ensuite déposés. Ce type ne concerne que les sédiments issus de la zone amont (Ounjougou). Il est constitué de sables grossiers à gravillons.
- C.** La nature granulométrique des sédiments de ce groupe suggère aussi une énergie tractive du courant suffisamment importante pour les déplacer. Ils sont associés à un transport par saltation et suspension lors de la période de crue. Ils correspondent à des sables grossiers issus de l'ensemble des unités sédimentaires de la zone amont et des dépôts de chenaux de la moyenne vallée.
- D.** Il regroupe des sédiments sableux transportés par suspension et saltation. Ils ont été mis en place par des courants tractifs d'intensité moyenne lors des périodes de crue faible ou de décrue. Ils correspondent à différentes unités sédimentaires de l'ensemble de la vallée.
- E.** Ce groupe concentre les dépôts issus d'un transport par suspension essentiellement. Ils ont été mis en place par des dépôts tractifs de faible intensité essentiellement dans la plaine d'inondation (basse terrasse, très basse terrasse).
- F.** Ce groupe rassemble les dépôts du lac de Bandiougou qui sont significatifs d'un mode de dépôt par suspension uniforme.

Reconstitution des dynamiques hydro-sédimentaires holocènes de la vallée du Yamé

Introduction

Suite à l'étape de caractérisation du fonctionnement hydro-sédimentaire actuel, des investigations ont été conduites pour chacun des styles fluviaux identifiés et dotés d'archives sédimentaires. Ainsi, mis à part le secteur le plus à l'amont, où le Yamé est encaissé dans les grès, qui ne possède pas d'archives sédimentaires, chacun des autres secteurs a fait l'objet des coupes, sondages ou carottages afin d'établir la nature et l'organisation du remplissage alluvial. À Ounjougou, la profonde incision du Yamé dans les archives sédimentaires a facilité l'identification précise de la géométrie des archives alluviales. Dans la zone de transfert, la réalisation de coupes a été complétée par des carottages. En revanche, pour les secteurs situés les plus à l'aval, les observations sont plus complexes. Dans la basse vallée du Yamé, il a été nécessaire de procéder à la mise en place de carottages et de sondages organisés en transect afin de définir l'architecture du remplissage alluvial.

Nous détaillerons ici, de l'amont vers l'aval, les huit tronçons ayant fait l'objet des investigations les plus approfondies. L'établissement de la chronostratigraphie associé à une analyse granulométrique des dépôts pour chacun des tronçons permettent d'étudier l'étendue spatiale des transformations hydro-sédimentaires déjà mises en évidence à Ounjougou (Rasse *et al.*, 2004, 2006 ; Le Drézen *et al.*, 2010; Lespez *et al.*, 2011) et de montrer les ajustements opérant au sein du bassin versant à différentes périodes. Ces résultats sont présentés dans le cadre chronologique établi à partir des recherches archéologiques et stratigraphiques antérieures conduites pour le tronçon d'Ounjougou (voir chapitre 2).

5.1. À l'amont : Ounjougou, un tronçon de référence

Le tronçon d'Ounjougou, localisé à l'amont du bassin versant, représente un secteur de référence tant d'un point de vue archéologique que paléoenvironnemental et géoarchéologique. L'incision du Yamé d'une dizaine de mètres dans les formations quaternaires a permis de mettre à jour une séquence stratigraphique exceptionnelle. Toutes les périodes sont enregistrées et la chronostratigraphie des dépôts est précisément calée grâce à l'acquisition de plus de 80 datations (Huysecom *et al.*, 2004b, 2006 ; Rasse *et al.*, 2006 ; Neumann *et al.*, 2009 ; Ozainne *et al.*, 2009a ; Lespez *et al.*, 2011). Les études archéologiques puis paléoenvironnementales qui y ont été conduites depuis plus de dix ans sous la responsabilité de E.

Huysecom permettent de corrélérer les résultats avec les connaissances déjà acquises sur les occupations humaines et les transformations environnementales majeures à l'échelle régionale (Huysecom *et al.*, 2004a, 2006 ; Mayor *et al.*, 2005 ; Rasse *et al.*, 2004, 2006 ; Ozainne *et al.*, 2009b ; Le Drézen *et al.*, 2010 ; Lespez *et al.*, 2011). La description du remplissage sédimentaire holocène et la reconstitution des dynamiques holocènes du système fluvial pour le tronçon d'Ounjougou représentent un lourd investissement sur le terrain. Au total, plus de 50 coupes ont été décrites et échantillonnées. Sur quelques centaines de mètres de long, cinq transect permettent notamment de présenter la richesse du remplissage sédimentaire (Fig.5.1, 5.2).

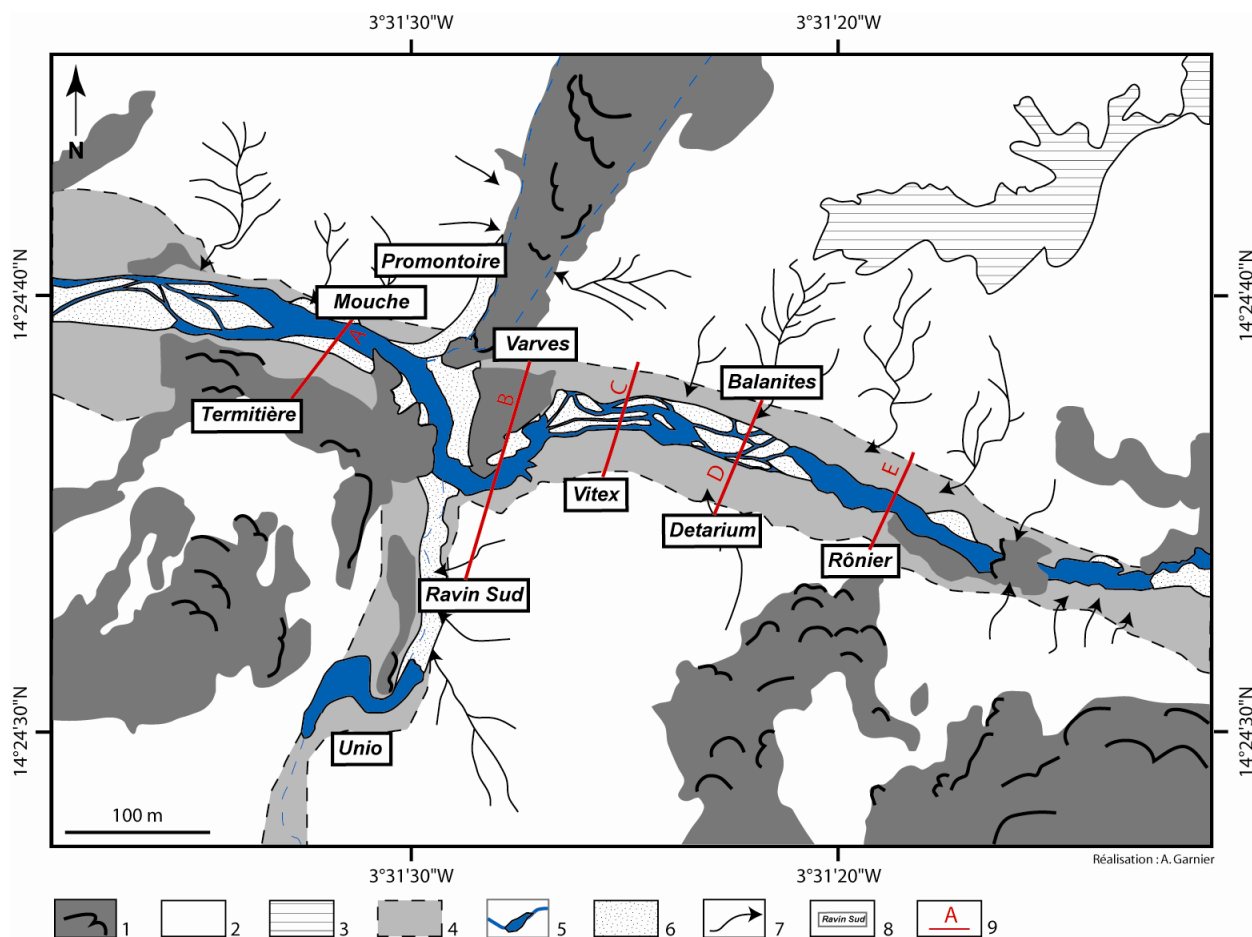
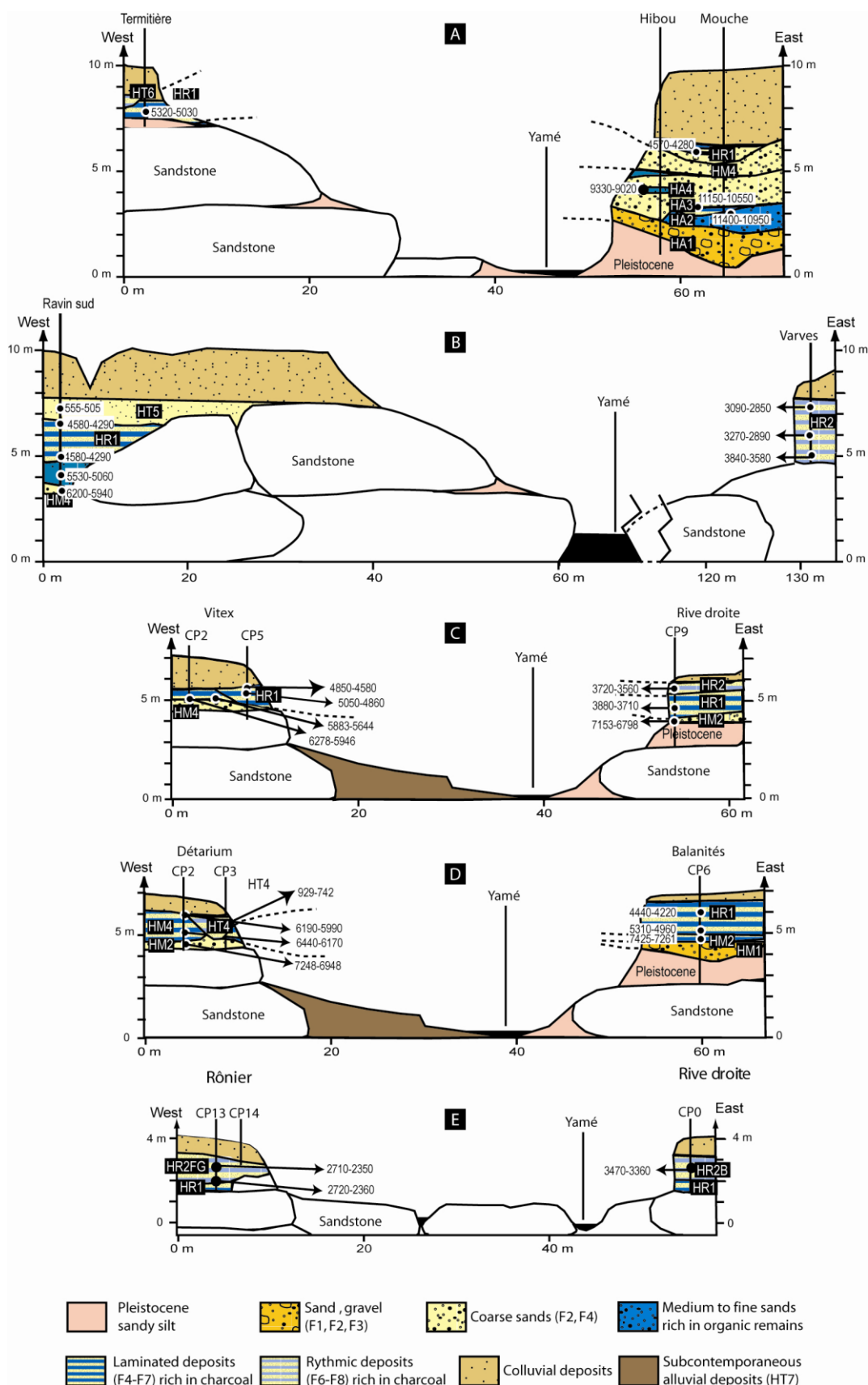


Figure 5.1 : Carte géomorphologique du secteur d'Ounjougou et localisation des transects

1. Grès, 2. Glacis inférieur, 3. Glacis supérieur, 4. Plaine alluviale du Yamé, 5. Chenal du Yamé, 6. Bancs sableux, 7. Ravins, 8. Site paléoenvironnemental et/ou archéologique, 9. Transect.

Les sédiments holocènes sont disposés en séquences emboîtées longitudinalement et latéralement le long du Yamé actuel (Fig 5.2). La continuité des coupes observables, la forte homogénéité des faciès le long des grandes séquences stratigraphiques associées à un nombre important de datations absolues disponibles (79) ont permis d'établir un cadre chronostratigraphique solide et de proposer une reconstitution des profils longitudinaux et transversaux du remplissage holocène (Lespez *et al.*, 2008, 2011). Certaines coupes (Ravin sud, Balanités et Détarium) ont été étudiées plus particulièrement lors de mon travail de Master 1 (Garnier, 2007). Ce travail ayant comme objectif l'étude des dynamiques hydrosédimentaires à l'échelle de ce tronçon, une analyse granulométrique de l'ensemble des échantillons d'Ounjougou avait été conduite. Les résultats ont été intégrés à la réalisation d'un article synthétique sur les dynamiques hydro-sédimentaires de la vallée du Yamé à l'échelle du site d'Ounjougou (Lespez *et al.*, 2011). Nous avons fait le choix ici de détailler plus précisément une coupe caractéristique pour chacune des périodes identifiées et d'appuyer nos

propos sur la caractérisation des milieux de sédimentation. Chacune de ces coupes ont d'ailleurs fait l'objet d'un échantillonnage des dépôts important afin de procéder à des analyses granulométriques et phytolithiques.



5.1.1. Description chrono-stratigraphique des archives sédimentaires

5.1.1.1. La transition Pléistocène - Holocène ancien à la Mouche (11,5-8,5 ka. cal BP ; 9,4-6,8 ka cal. BC)

La connaissance du début de la période holocène repose principalement sur l'étude des dépôts situés dans la partie aval du tronçon d'Ounjougou, sur la rive droite du Yamé au site du ravin de la Mouche (Fig.5.1 et 5.2). Le remplissage sédimentaire attribué à cette période est observé sur 40 m de long et 4 m d'épaisseur (Fig.5.3).

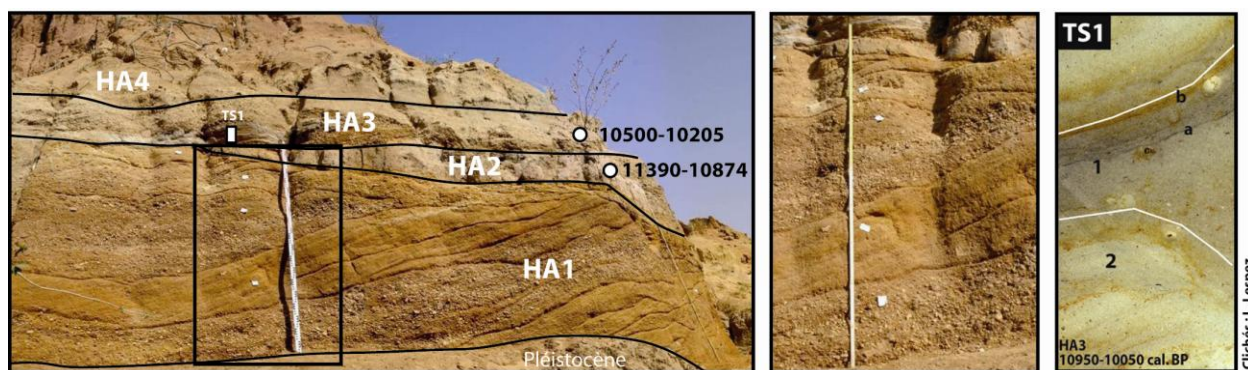
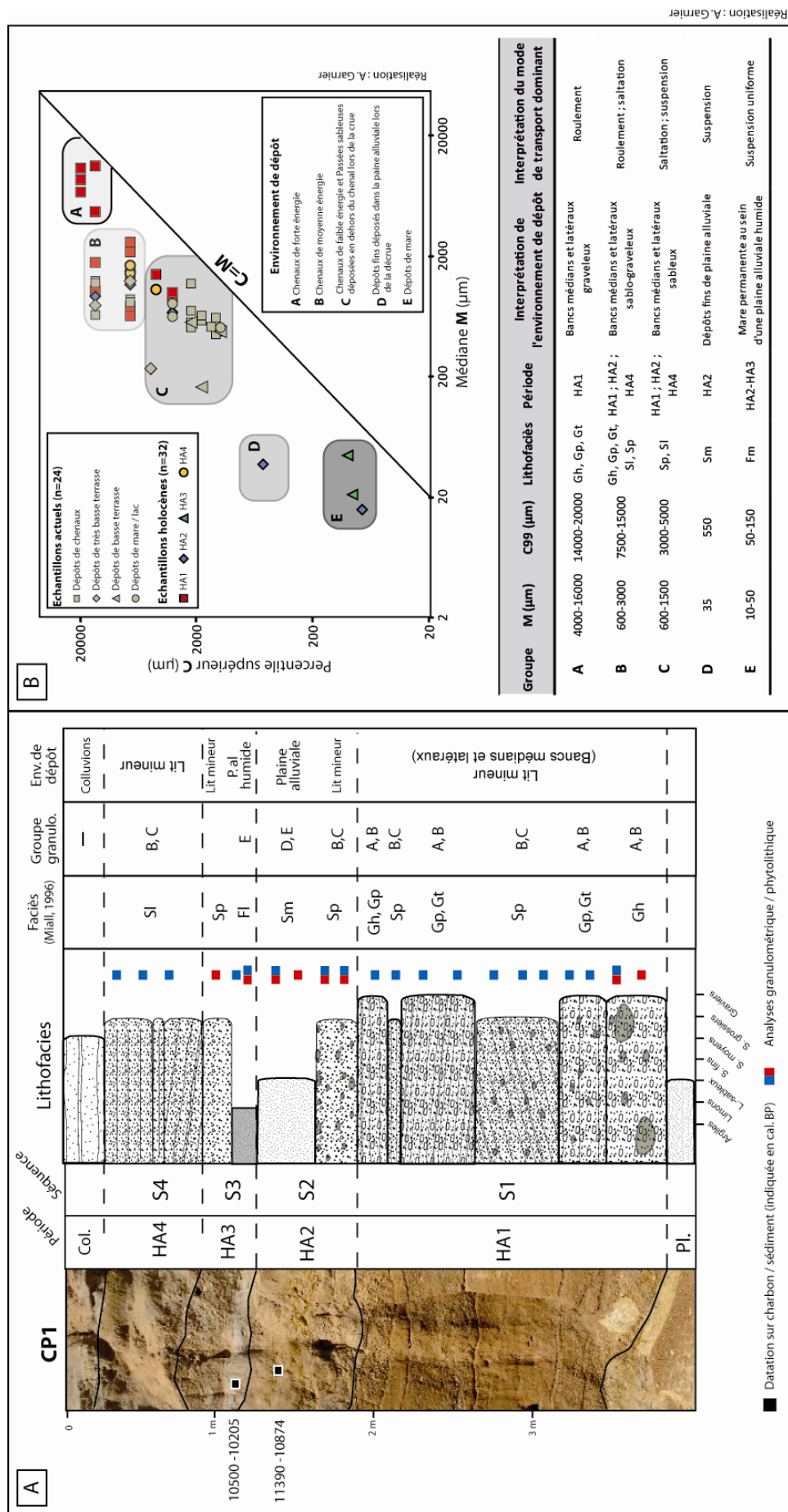


Figure 5.3 : Coupe stratigraphique de la Mouche et lame mince de l'unité HA3 (d'après Lespez et al., 2011, modifié). Les datations sont indiquées en cal. BP.

Pour TS1, 1=Sables limoneux laminés riches en matières organiques ; 2=Couche de sables ; a=feuille, b=traces d'oxydation

Quatre séquences sédimentaires ont été identifiées pour la période de l'Holocène ancien (ante 11350-8760 cal. BP ; ante 9400-6800 BC) (Fig.5.3). Le cadre chronologique de ces dépôts est défini par treize datations obtenues sur des charbons de bois (Rasse *et al.*, 2006 ; Huysecom *et al.*, 2007). Même si le début de la sédimentation n'a pas pu être daté précisément en raison du manque de restes organiques, les datations permettent d'attribuer la mise en place de ces dépôts entre 11,5 et 8,8 ka cal. BP. La stratigraphie du secteur de la Mouche a déjà été précisément décrite par L. Lespez et a fait l'objet de deux autres articles importants (Huysecom *et al.*, 2009b ; Neumann *et al.*, 2009). Nous avons pris l'exemple de la coupe 1 qui est la plus développée (3,62 m) et celle qui a fait l'objet d'un échantillonnage important (21 pour la granulométrie et 8 concernant l'étude des phytolithes). Elle montre la succession de 17 unités sédimentaires, regroupées en quatre séquences (Fig.5.4).

D'une manière générale, la sédimentation est dominée par des formations alluviales détritiques et litées indiquant une énergie importante du Yamé au cours de l'Holocène ancien. Les sédiments de la première séquence (**HA1**) se sont mis en place suite à une nette incision dans les dépôts du Pléistocène datés par OSL entre 45 et 40 ka BP (Rasse *et al.*, 2004 ; Lespez *et al.*, 2008). D'une épaisseur d'environ 2 m, elle est composée de six unités sédimentaires alluviales détritiques caractérisées chacune par une phase d'incision (Fig.5.4). Cette phase est particulièrement marquée pour la première unité puisque de nombreuses boules et boulettes de sédiments pléistocènes remaniées ont été identifiées dans une matrice sablo-graveleuse (faciès Gh). Les unités supérieures indiquent la succession de deux types de sédiments avec à la base, des sédiments sablo-graveleux ocre-rouge, caractéristiques des faciès Gp/Gt, qui sont surmontés par des dépôts plus fins de sables grossiers à gravillons avec une organisation horizontale voire entrecroisée (faciès Sp). La nature et l'organisation structurale de ces dépôts ainsi que l'image CM suggère que ces sédiments ont été transportés par des courants très tractifs, principalement par roulement et saltation. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux (bancs médians et latéraux) mis en place lors des épisodes très



Réalisation : A. Garnier

énergiques pour les dépôts graveleux (faciès Gh et Gp) et lors des épisodes plus modérés pour les dépôts sablo-graveleux (faciès Sp) (Fig.5.4).

La séquence suivante (**HA2**) comporte une datation qui indique 11390-10874 cal. BP (9450-9100 cal. BC). Elle présente à la base une formation caractérisée par des sédiments sableux grossiers (faciès Sp) contenant de nombreuses boules et boulettes limoneuses du Pléistocène remaniées. Ces dernières indiquent une érosion latérale ou longitudinale dans les sédiments antérieurs (HA1 et pléistocènes) le long des affluents du Yamé. La présence de ces boulettes donne une structure grumeleuse de couleur jaune-gris. Ces sédiments correspondent, au sein de l'image CM, aux groupes A, B et C indiquant un transport par des courants tractifs au sein du chenal lors des épisodes de crues. Dans la partie sommitale de cette unité, les boulettes et boules du Pléistocène ont été digérées formant une couche sableuse plus compacte de couleur grise. Des indices de pédogénèse ont notamment été observés grâce à l'étude micromorphologique (illuviations argileuses le long des fentes ou des chenaux). Le faciès de type Sm est marqué par une homogénéité de la structure. Les analyses granulométriques suggèrent un dépôt par suspension uniforme au sein d'une plaine alluviale humide alors que l'étude du faciès sédimentaire indique une pédogénèse de ces dépôts par la suite.

La séquence **HA3**, épaisse d'une trentaine de centimètres, montre à la base, une unité sédimentaire d'une dizaine de centimètres de silts sableux gris comportant de nombreux restes organiques (feuilles, ...) qui ont permis de dater leur mise en place à 10500-10205 cal. BP (8550-8250 cal. BC). Le faciès identifié est de type Fl. Deux échantillons y ont été prélevés et suggèrent au travers de l'image CM, un environnement de dépôt de plaine alluviale humide (Groupe E). Elle est surmontée par une unité constituée de formations alluviales détritiques sableuses comportant des gravillons (faciès Sh). Une étude micromorphologique de ces dépôts (Fig.5.3 TS1) a permis d'affiner le mode de mise en place de ces sédiments. Les sédiments fins situés à la base témoignent d'un dépôt au sein d'environnements calmes tels que des mares résiduelles localisées au sein de la plaine d'inondation. En revanche, les sédiments détritiques sont transportés par des courants tractifs lors de débordements au sein de la plaine alluviale pendant les épisodes de crue. Ces dépôts rythmés sont les premiers témoins d'un mode de sédimentation alluviale en relation avec l'alternance de saison sèche et humide. Cependant, l'absence de fissures de dessiccation indique une saison sèche nettement moins affirmée qu'aujourd'hui.

La dernière séquence de cette formation (**HA4**), postérieure à 10500-10205 cal. BP (8550-8250 cal. BC) et épaisse de 60 cm, est caractérisée par une sédimentation détritique de sables grossiers à gravillons avec un litage oblique (Sl). Elle est marquée par une nette incision dans la séquence précédente. La structure ainsi que l'analyse granulométrique et l'image CM, indiquent qu'ils correspondent à des dépôts de chenaux transportés par des courants tractifs lors d'épisodes de crue modérée.

5.1.1.2. L'Holocène moyen et l'Holocène récent 1 (8,5-4 ka cal. BP ; 6,8-2 ka. cal. BC)

Les sédiments de l'Holocène moyen et récent 1 sont bien conservés pour le tronçon d'Ounjougou. Au total, 40 datations obtenues sur des charbons ont permis d'identifier trois séquences qui correspondent à la mise en place de trois chenaux successifs (HM2, HM4, HR1). Les sédiments datés de cette période ont été observés en rives gauche et droite mais aussi au site du Ravin sud (Fig.5.5).

Pour cette période, trois coupes ont fait l'objet d'une étude analytique plus poussée : la CP6 du Balanités en rive droite, la CP2 du Détarium en rive gauche et la base de la CP1 du Ravin sud (Fig.5.5 et 5.6). 55 échantillons ont été prélevés afin de procéder à des analyses granulométriques (Fig.5.5) et 32 concernant les analyses phytolithiques (Garnier *et al.*, 2013). De même, plusieurs blocs ont été prélevés dans les

sédiments de cette période. Ils permettent pour chaque unité de caractériser précisément le mode de remplissage sédimentaire et les processus associés (Fig.5.6).

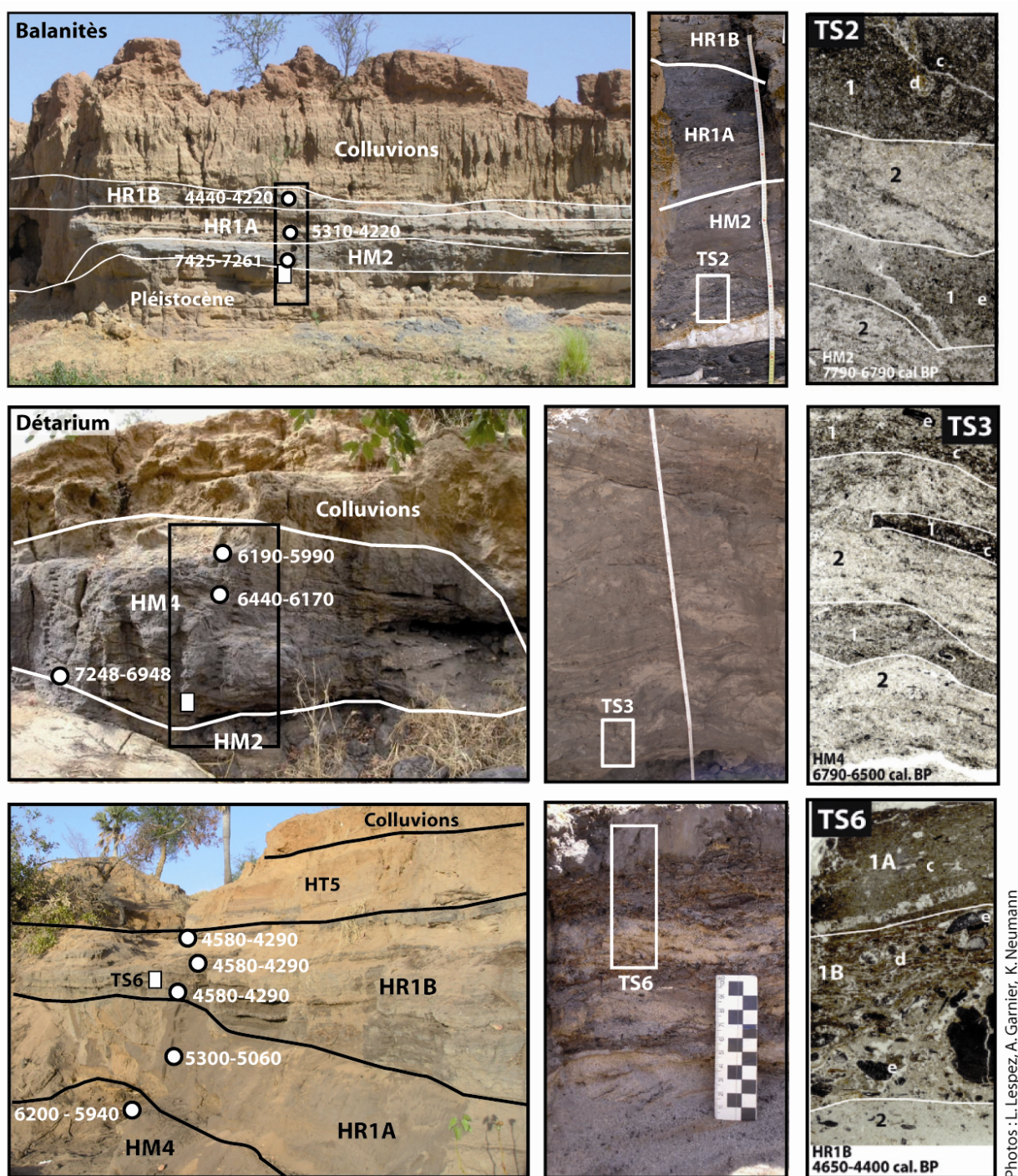


Figure 5.5 : Coupes stratigraphiques et lames minces de la CP6 du Balanités, de la CP2 du Détarium et de la CP1 du Ravin sud correspondant à la sédimentation de l'Holocène moyen-récent 1 (d'après Lespez et al., 2011, modifié). Les datations sont indiquées en cal. BP.

Pour TS2, 3, 5 et 6 : 1=Sables limoneux laminés riches en matières organiques ; 2=Couche de sables ; A= Silts laminés avec de la matière organique amorphe ; B= Silts sableuses laminés avec des charbons et des restes végétaux ; a=feuille, b= traces d'oxydation ; c= matière organique amorphe ; d=restes végétaux ; e= charbons ; f= fissure de dessiccation.

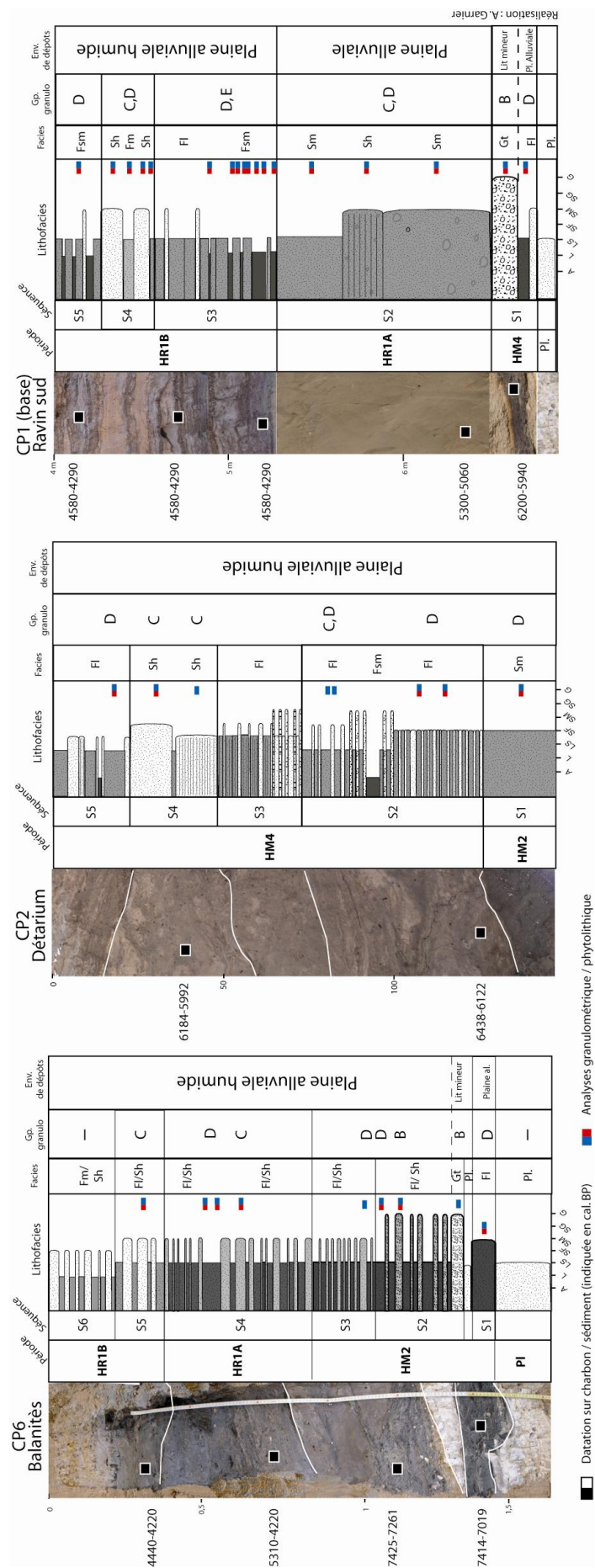
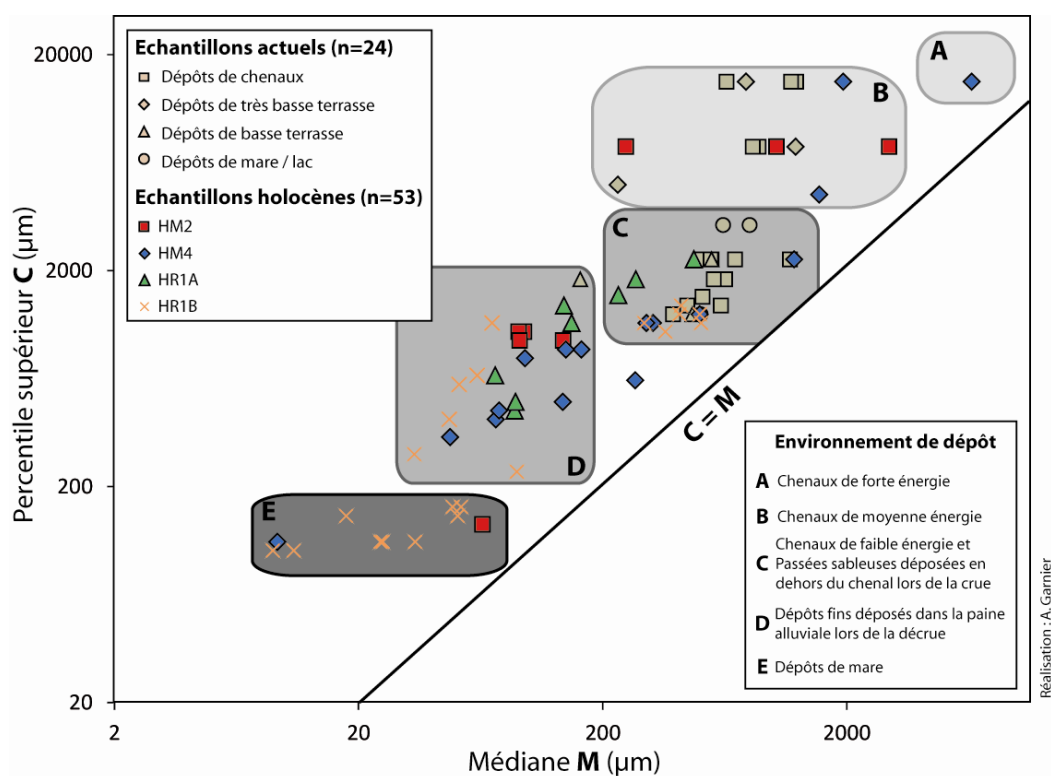


Figure 5.6 : Description des coupes CP6 du Balanités, CP2 du Détarium et CP1 du Ravin sud



Groupe	M (μm)	C99 (μm)	Lithofaciès	Période	Interprétation de l'environnement de dépôt	Interprétation du mode de transport dominant
A	6500	15000	Gh, Gp, Gt	HM4	Bancs médians et latéraux graveleux de chenaux à forte énergie	Roulement
B	200-3000	5000-15000	Gh, Gp, Gt, Sl, Sp	HM2-HM4	Bancs médians et latéraux sablo-graveleux de chenaux à moyenne énergie	Roulement ; saltation
C	200-2500	1000-3500	Sp, Sl	HM2-HR1B	Bancs médians et latéraux de chenaux à faible énergie	Saltation ; suspension
C	200-2500	1000-3500	Sh	HM2-HR1B	Passées sableuses déposées en dehors du chenal lors des épisodes de crues	Suspension
D	30-200	200-2000	Fl	HM4-HR1B	Dépôts fins déposés lors de la décrue dans la plaine alluviale	Suspension
E	8-150	100-180	Fm	HM2 ; HM4 ; HR1B	Mare permanente au sein d'une plaine alluviale humide	Suspension uniforme

Figure 5.7 : Image CM des dépôts d'Ounjougou de l'Holocène Moyen et Récent 1

La base du remplissage sédimentaire attribué à la période de l'Holocène moyen est marquée par une nette incision dans les formations pléistocènes. Les premières datations de l'Holocène moyen qui débutent à 7414-7019 cal. BP, témoignent d'un hiatus sédimentaire entre 8,8 et 7,4 ka. BP (6,8-5,6 ka. BC) (HM1). L'absence de sédimentation pour le début de l'Holocène moyen pendant plus d'un millénaire est exceptionnelle. Un événement semblable est observé pendant HM3 où aucune sédimentation n'a été enregistrée (6790-6500 cal. BP ; 4840-4550 cal. BC). En revanche, la sédimentation de la séquence **HM2** (7790-6790 cal. BP ; 5650-4840 cal. BC) a été identifiée sur les deux rives du Yamé grâce à 6 datations obtenues sur des charbons, particulièrement abondants dans les sédiments de cette période. Les dépôts de HM2 sont bien développés au site du Balanités avec une épaisseur d'environ 70 cm. La base de la sédimentation est datée de 7414-7019 cal. BP (5840-5310 cal. BC). Elle est marquée par un remaniement important des dépôts pléistocènes au sein d'une séquence sableuse de faciès Fl. Il est surmonté par ces

mêmes dépôts blanchâtres pléistocènes (Fig.5.4). Au dessus, on retrouve des dépôts apparentés aussi à HM2 avec une datation de 7248-6948 cal. BP. Cette séquence (S2), épaisse de 40 cm environ, comporte deux unités avec à la base, des lits entrecroisés de sables grossiers comportant des gravillons et quelques galets (faciès Gt) et au sommet des sédiments plus fins. Pour cette dernière unité, on observe une alternance de lits de sables quartzeux moyens à grossiers (Faciès Sh) et des couches de limons sableux gris à forte teneur en matière organique carbonisée ou non (faciès Fl). L'architecture et la nature des dépôts sont identiques pour la période **HM4** (6500-5320 cal. BP ; 4550-3370 cal. BC). En effet, 9 datations ont permis d'identifier ces dépôts sur la rive gauche du Yamé (Détarium, Vitex) et sur les rives du Ravin sud (Fig.5.6). L'image CM suggère trois types de faciès et de processus hydro-sédimentaires pour les sédiments de l'Holocène moyen. Premièrement, les sédiments détritiques témoignent d'un transport au sein du chenal par roulement et saltation lors de crues énergiques (Groupe A, B ; Faciès Gt). Les dépôts plus fins correspondent à la plaine alluviale. Les sables moyens à grossiers peuvent être associés à un mode de transport par débordement pendant les épisodes de crues (Groupe C ; Faciès Sh) alors que les dépôts limono-sableux très organiques sont issus d'un dépôt au sein d'une plaine alluviale humide tout au long de l'année (Groupe E, F, Faciès Fl et Fsm). En effet, lors de l'analyse micromorphologique des dépôts, aucune trace d'oxydation ou de fissure de dessiccation n'a été observée (Fig.5.5 TS2, TS3). Cela suggère une accumulation sédimentaire au sein d'un milieu qui reste humide (*swampy floodplain*) même lors de la saison sèche (Lespez *et al.*, 2011).

Au début de l'Holocène Récent 1 (5320-3720 cal. BP ; 3370-1800 cal. BC), une nouvelle phase d'incision est observée mais sans lacune sédimentaire marquée. Cette sédimentation, calée par 27 datations obtenues à partir de charbons, est observable tout le long du Yamé et est relativement semblable à celle de l'Holocène moyen (Fig.5.6). La sous-période **HR1A** (5320-4650 cal. BP ; 3370-2700 cal. BC) correspond une sédimentation rythmée caractérisée par l'alternance de lits de sables fins à moyens et de lits de sables limoneux riches en charbons et matières organiques. Les couches les plus détritiques correspondent à des sables transportés puis déposés dans la plaine alluviale par débordement lors de crues (Faciès Sh, Groupe C). En revanche, les dépôts plus fins et riches en matières organiques témoignent d'un transport par suspension en phase de décrue au sein de la plaine alluviale (Groupe D, Faciès Fl). Comme pour la période précédente, l'abondance des restes organiques suggèrent un environnement de dépôt calme avec une végétation relativement dense.

On observe le même mode de sédimentation pour les sédiments déposés au cours de **HR1B** (4650-4000 cal. BP ; 2700-2000 cal. BC) avec cependant, une texture plus fine des dépôts. Comme le témoignent l'image CM et les analyses micromorphologiques, on assiste à l'affirmation d'un modèle saisonnier. Au Ravin sud, cette sédimentation, épaisse de 1,25 m correspond à trois séquences distinctes (Fig.5.6). Elle a fait l'objet de trois datations, une à la base, une au milieu et une au sommet qui donnent le même âge : 4580-4290 cal.BP (2580-2350 cal.BC), indiquant une sédimentation rapide (Fig.5.6). La sédimentation rythmée présente l'alternance de lits de sables moyens beiges (Faciès Sh, Groupe C) surmontés par des lits de sables fins gris comportant de très nombreuses particules charbonneuses (Faciès Fl, Groupe D). Les sédiments détritiques transportés lors de crues modérées à énergiques débordent dans la plaine alluviale alors que les sédiments plus fins et organiques sont issus d'une sédimentation lors de la décrue au sein de cette même plaine alluviale. Enfin, on observe aussi des horizons de limons argileux noirs (Faciès Fm, groupe E). Ces sédiments correspondent à des dépôts de mares qui restent en eau même lors de la saison sèche puisque aucune trace d'oxydation ou de fissure de dessiccation n'a été observée lors de l'analyse micromorphologique (Fig.5.5 TS6).

5.1.1.3. L'Holocène récent 2 (3,8-2,4 ka. cal BP ; 1,8-0,4 ka. cal BC)

Les dépôts attribuables à la séquence de l'Holocène Récent 2 sont bien développés dans les archives sédimentaires de la rive droite, en aval de la CP6 du Balanités, et de la rive gauche du Yamé, en amont du site du Détarium (Fig.5.1). Au total, 15 datations ont permis d'établir une chronostratigraphie relativement fine de ces dépôts et d'identifier trois sous-périodes : HR2A et HR2B (3800-2900 cal. BP ; 1800-900 cal. BC) dont les dépôts sont enregistrés en rive droite et HR2C (2900-2400 cal. BP ; 900-400 cal. BC) dont les sédiments sont localisés en rive gauche. La chronostratigraphie des archives sédimentaires attribuées à cette période a été principalement caractérisée par Y. Le Drézen (Le Drézen, 2008). Au cours de la thèse, 23 analyses granulométriques (Fig.5.10) et 16 analyses phytolithiques ont été réalisées pour ces archives sédimentaires.

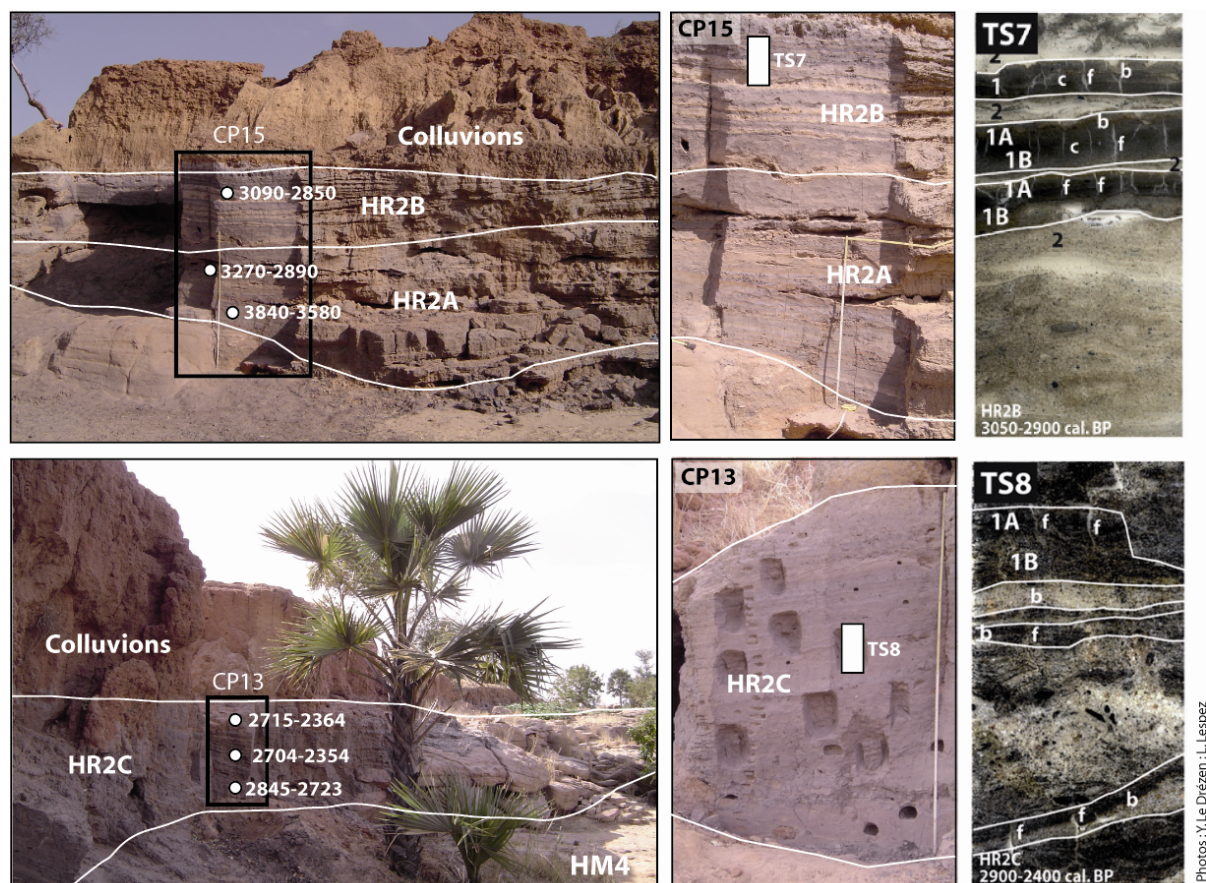


Figure 5.8 : Coupes stratigraphiques et lames minces de la CP15 des Varves Ouest et la CP13 du Rônier correspondant à la sédimentation de l'Holocène récent 2

(d'après Lespez et al., 2011, modifié).

Pour TS7 : 1=Sables limoneux laminés riches en matières organiques ; 2=Couche de sables ; A= Silts laminés avec de la matière organique amorphe ; B= Silts sableux laminés avec des charbons et des restes végétaux ; a=feuille, b= traces d'oxydation ; c= matière organique amorphe ; d=restes végétaux ; e= charbons ; f= fissure de dessiccation.

Les deux premières unités HR2A et HR2B ont été étudiées au travers de l'étude de la coupe CP 15 de la rive droite, dite coupe des Varves Ouest (Fig.5.9). Cette dernière se situe environ à 160 m en aval de la coupe CP6 du Balanités. Cependant, de nombreux autres échantillons ont été prélevés pour HR2A au site des Varves Est, quelques mètres en amont de la CP15 (Fig.5.10).

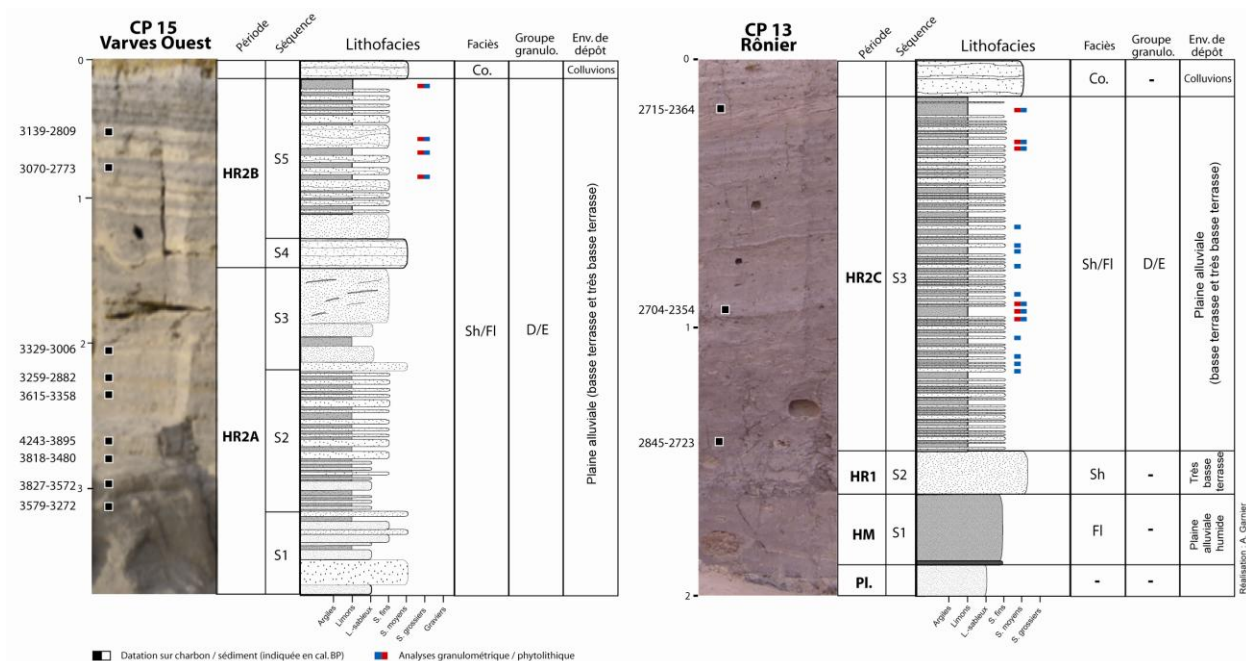
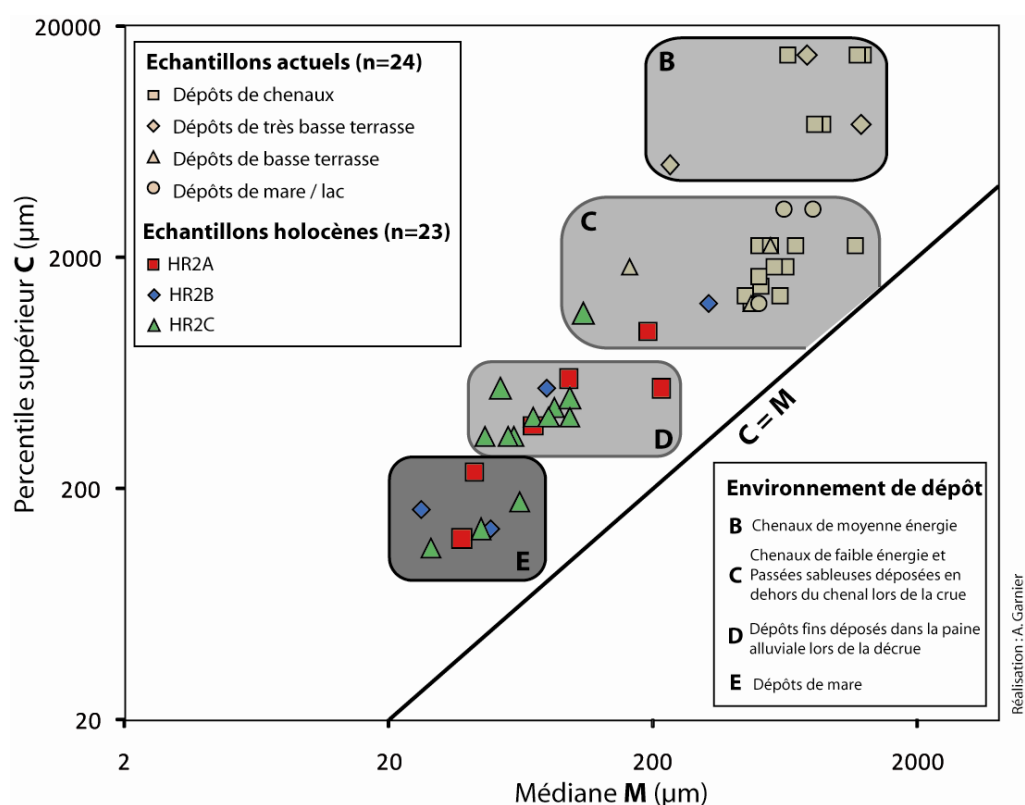


Figure 5.9 : Description des coupes CP15 des Varves Ouest et CP13 du Rônier

Surmontant le grès, trois séquences d'une épaisseur d'environ 1,60 m sont datées de la sous-période **HR2A** (3700-3050 cal. BP ; 1770-1100 cal. BC). Les sept datations disponibles pour ces séquences suggèrent un remplissage sédimentaire équivalent à 5 siècles sur une épaisseur d'un mètre (Fig.5.9). L'architecture et la nature des dépôts indiquent clairement un système rythmé caractérisé par une alternance entre des lamines limono-sableuses grises riches en charbons et en matière organique (FI) et des lits de sables fins blanc-gris (Sh). Au total, plus de quatre-vingt lamines ont été identifiées sur le terrain (Le Drézen, 2008). L'analyse granulométrique de six échantillons a été effectuée pour les dépôts de HR2A au site des Varves Est, localisé quelques mètres en amont. Leur répartition au sein de l'image CM indique deux modes de transport principaux. Les sédiments sableux ont été transportés (groupe C-D) et peuvent être assimilés de par leur faciès sédimentaire (Sh) à des dépôts de débordement au sein de la plaine alluviale lors des épisodes de crue à énergie modérée voire calme. En revanche, les dépôts les plus fins sont associés au groupe E qui témoigne d'un mode de dépôt au sein de la plaine alluviale. Grâce à l'étude micromorphologique de ces dépôts, on a pu observer des fissures de dessiccation et des liserés d'oxydation au sommet des couches les plus fines. Ils indiquent un assèchement des mares au sein de la plaine alluviale lors de la saison sèche, comme c'est toujours le cas aujourd'hui (Le Drézen *et al.*, 2010).

Deux datations ont permis d'attribuer la mise en place des deux dernières séquences sédimentaires d'une épaisseur de 1,10 m à la sous-période **HR2B** (3050-2900 cal. BP ; 1100-900 cal. BC) (Fig.5.9). La première (S4) correspond à un lit sableux (faciès Sp) ravinant la séquence précédente. La suivante indique un même mode de sédimentation que celui de HR2A avec cependant moins de lamines fines. Au travers de l'image CM, les mêmes faciès sédimentaires et les mêmes modes de transport que HR2A ont été identifiés. Cependant, un échantillon suggère un modèle plus énergétique caractérisant un milieu de sédimentation au sein du chenal (Fig.5.10). L'analyse micromorphologique de cette sous-unité (TS7), témoigne comme pour HR2A d'une saisonnalité des dépôts bien marquée grâce à l'identification de fissures de dessiccation qui indiquent l'assèchement des mares résiduelles au sein de la plaine alluviale lors de la saison sèche (Fig.5.8).



Groupe	M (μm)	C99 (μm)	Lithofaciès	Période	Interprétation de l'environnement de dépôt	Interprétation du mode de transport dominant
B	200-1500	5000-15000	Gh, Gp, Gt, Sl, Sp	-	Bancs médians et latéraux sablo-graveleux	Roulement ; saltation
C	100-1200	900-3500	Sp, Sl	HR2A-HR2C	Bancs médians et latéraux de chenaux à faible énergie	Saltation ; suspension
C	100-1200	900-3500	Sh	HR2A-HR2C	Passées sableuses déposées en dehors du chenal lors des épisodes de crues	Suspension
D	40-215	300-600	Fl	HR2A-HR2C	Dépôts fins de plaine alluviale	Suspension
E	20-80	100-250	Fm	HR2A-HR2C	Mare permanente au sein d'une plaine alluviale humide	Suspension uniforme

Figure 5.10 : Image CM des dépôts d'Ounjougou de l'Holocène Récent 2

La sédimentation associée à la période **HR2C** (2900-2400 cal. BP ; 900-400 cal. BC) a été identifiée en rive gauche du Yamé grâce à l'acquisition de 4 datations. La coupe 13, dite coupe du Rônier a été choisie pour décrire la chronostratigraphie de cette période. Dotée de deux datations, elle a été échantillonnée pour des analyses micromorphologiques, granulométriques (13) et phytolithiques (6). La formation sédimentaire attribuable à l'Holocène récent 2, disposée au dessus des dépôts de l'Holocène moyen et récent 1, est semblable à celle du début de l'Holocène récent 2 (HR2A et HR2B). D'une épaisseur de 1,30 m environ, cette séquence est caractérisée par une alternance de lits sablo-limoneux, épais de 1 à 2 cm, riches en charbons et macrorestes végétaux (feuilles, graines...) et de lits limoneux à sables fins, épais de quelques millimètres à 2 cm. Les couches sableuses sont marquées par un granoclassement vertical positif comportant de nombreuses particules charbonneuses. Sur l'image CM, on observe que les échantillons de HR2C sont répartis en deux groupes principaux. Les sédiments dont le faciès est apparenté à Sh sont rassemblés au sein du groupe D qui correspond à un transport par des courants tractifs de faible énergie. Ils ont été transportés par suspension lors de crues modérées puis déposés au sein de la plaine alluviale lors de

débordements. En revanche, les sédiments fins correspondent à des dépôts de plaine d'inondation qui ont été déposés par suspension uniforme et décantation lors de la phase de décrue (groupe E). Au sommet, des colluvions ont été observés mais aucune date ne permet de connaître la période de leur mise en place. Cependant, au site du Promontoire (Fig.5.1), des tessons de céramique ainsi que deux datations (2704-2352 cal. BP et 2707-2355 cal. BP) ont permis de dater la mise en place de cette épaisse couche de colluvions de silts sableux rouge-orangé lors du premier millénaire de notre ère (Huysecom *et al.*, 1999, 2000).

5.1.1.4. L'Holocène terminal (2,4-0,1 ka. cal BP ; 0,4 ka. cal BC - 2 ka. cal AD)

Les dépôts alluviaux mis en place lors de la période de l'Holocène terminal ont été identifiés grâce à l'acquisition de 11 datations obtenues sur des charbons aux sites du Détarium, des Varves, du Ravin sud et des Unio (Fig.5.1). Une analyse granulométrique de 17 échantillons a été réalisée pour les dépôts de l'Holocène terminal ainsi que le contenu phytolithique de 5 échantillons (Fig.5.13).

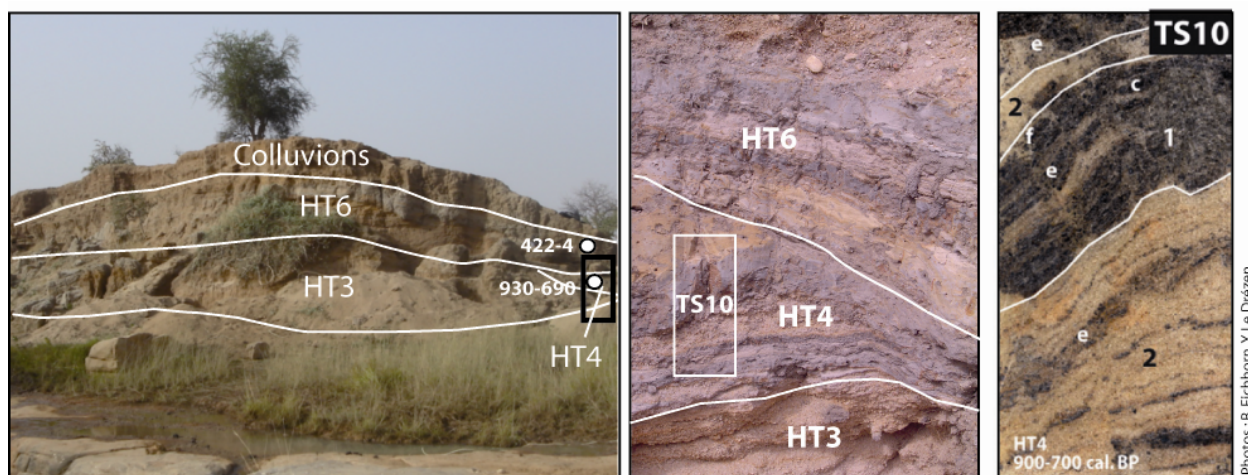


Figure 5.11 : Coupes stratigraphiques et lame mince de CP1 des Unio correspondant à la sédimentation de l'Holocène terminal. Les datations sont exprimées en cal. BP.

Pour TS10 : 1=Sables limoneux laminés riches en matières organiques ; 2=Couche de sables ; c= matière organique amorphe ; e= charbons ; f= fissure de dessiccation.

Cette période débute avec une phase sans sédimentation notable entre 2400. cal BP et 1700 cal. BP (400 BC-300 AD) (**HT1**). Les formations sédimentaires de l'Holocène terminal contrastent fortement avec celles des périodes précédentes puisqu'elles sont discontinues et témoignent de faciès totalement différents. On observe ainsi une forte variabilité des dynamiques hydro-sédimentaires du Yamé au cours de l'Holocène terminal. Afin de décrire la nature et l'architecture des formations sédimentaires de l'Holocène terminal, deux coupes qui ont fait l'objet d'un échantillonnage ont été privilégiées : la CP1 des Unio et le sommet de la CP1 du Ravin sud (Fig.5.12).

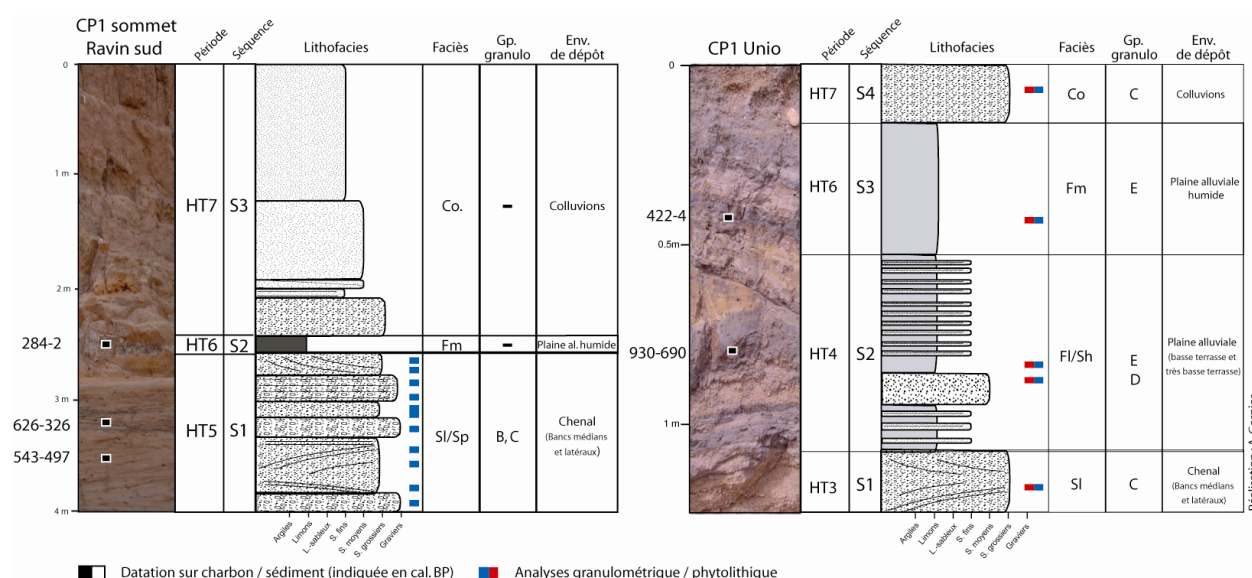


Fig.5.12 : Description du sommet de la CP1 du Ravin sud et de la CP1 des Unio.

Selon les caractéristiques des sédiments, six séquences stratigraphiques distinctes, chacune de 1 à 2 m d'épaisseur, ont pu être identifiées. La première enregistrée correspond à **HT2** (1630-1410 cal. BP ; 300-500 AD). Une seule date est disponible au sommet des Varves avec 1689-1414 cal. BP (320-540 AD). La sédimentation est assez proche de celle de l'Holocène récent avec une alternance de lamines limono-sableuses (faciès Fl) et de lamines sableuses (faciès Sh). La séquence associée à **HT3** (1320-910 cal. BP ; 500-1000 AD) a été identifiée par quatre datations dans les sédiments du site archéologique du Promontoire. Ces dates qui s'échelonnent entre 1312-1141 cal. BP et 1030-1252 cal. BP (630-810 AD et 1020-1260 AD) suggèrent une activité colluviale entre le 7^e et le 13^e siècle de notre ère (Huysecom *et al.*, 2000 ; Downing, 2005 ; Mayor *et al.*, 2005). La sédimentation de nature sablo-graveleuse correspond à la deuxième séquence de formations colluviales rouge-orangé qui recouvrent les dépôts de l'Holocène ancien au site de la Mouche. Cependant, cette période a aussi été identifiée au site des Unio et est caractéristique d'une sédimentation détritique avec des sables grossiers entrecroisés de lits de sables plus fin (faciès Sl) (Fig.5.12).

La séquence suivante qui correspond à **HT4** (930-690 cal. BP ; 1000-1250 AD) est notamment bien développée aux coupes des Unio. Une datation est disponible indiquant 928-779 cal. BP (1020-1180 AD). Les dépôts témoignent d'une sédimentation rythmée marquée par une alternance de lits limoneux (faciès Fl) avec des lits de sables fins à moyens à structure planaire (faciès Sh). L'analyse granulométrique enregistre aussi cette saisonnalité puisque un échantillon, prélevé dans une couche sableuse, se situe dans le groupe D indiquant un transport issu de courants tractifs et un échantillon, prélevé dans une lamine limoneuse, suggère plutôt un mode de dépôt au sein d'une plaine alluviale humide.

Deux datations effectuées sur des charbons prélevés au sommet de la CP1 du Ravin sud ont permis d'identifier des dépôts pour la période de **HT5** (700-450 cal. BP ; 1250-1500 AD). Ils sont dans l'ensemble détritiques et correspondent à un matériel sablo-graveleux comportant de nombreuses particules charbonneuses. Des lits de sables plus ou moins fins ont été identifiés pour cette séquence. Ainsi, le faciès est similaire à la période HT3 de type Sl. Douze échantillons prélevés dans cette séquence sont majoritairement regroupés au sein du type B et C indiquant un mode de transport par des courants relativement énergiques dans le chenal.

Enfin, la sédimentation correspondant à **HT6** (450-24 cal. BP ; 1500-1936 AD) a été localisée à la fois au site des Unio et du Ravin sud (Fig.5.12). Elle correspond à des limons sableux compacts gris à tâches

ocre (faciès Fl). Dans l'image CM, l'échantillon correspondant est situé au sein du type E indiquant un mode de dépôt au sein d'un environnement calme. De même, la couleur et la structure du sédiment indiquent des conditions locales hydromorphes avec une saturation des sols en eau marquée par une teneur en hydroxyde de fer élevée. Ainsi, ce type de dépôt peut être interprété comme une plaine d'inondation humide. Enfin, la sédimentation postérieure à 1936 (**HT7**) est caractérisée principalement par une sédimentation de la très basse terrasse lors des crues annuelles ainsi qu'un développement des colluvions. Au site du Ravin sud, ils atteignent une épaisseur de plus de 2 m. La sédimentation est relativement grossière et détritique.

Ainsi, la sédimentation de l'Holocène terminal à Ounjougou suggère un système fluvial à forte mobilité dont le fonctionnement se rapproche de la situation contemporaine avec des périodes d'accalmies assez longues et des successions d'événements morphogènes comme ceux des hivernages de 1936 et 2007.

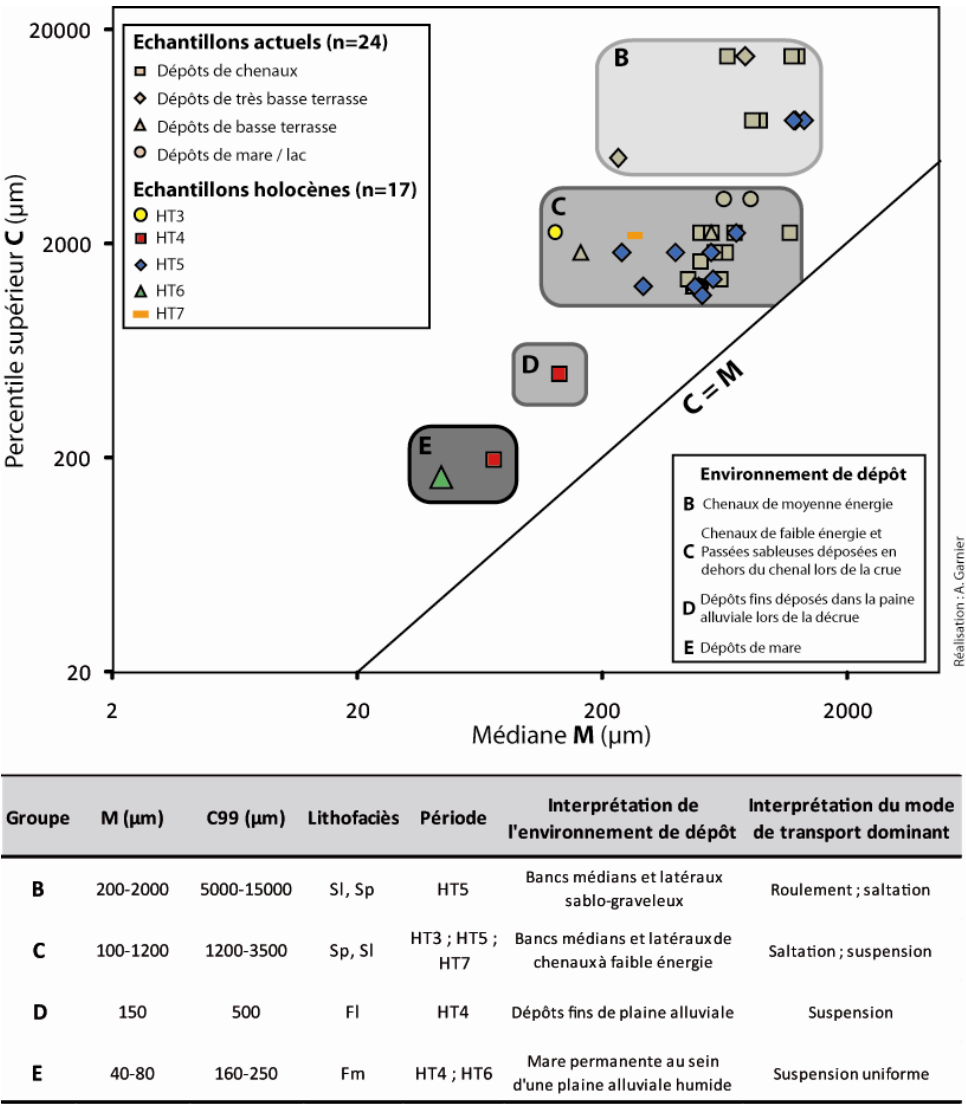


Figure 5.13 : Image CM des dépôts d'Ounjougou de l'Holocène Terminal

5.1.2. Interprétation : les étapes de l'évolution du système fluvial à Ounjougou

Les investigations chronostratigraphiques ainsi que les analyses menées en laboratoire (sédimentologiques et micromorphologiques) permettent de proposer un modèle d'évolution du système fluvial relativement précis pour les 12 derniers millénaires. Huit phases distinctes indiquent une métamorphose notable du système fluvial au cours de la période holocène (Fig.5.14).

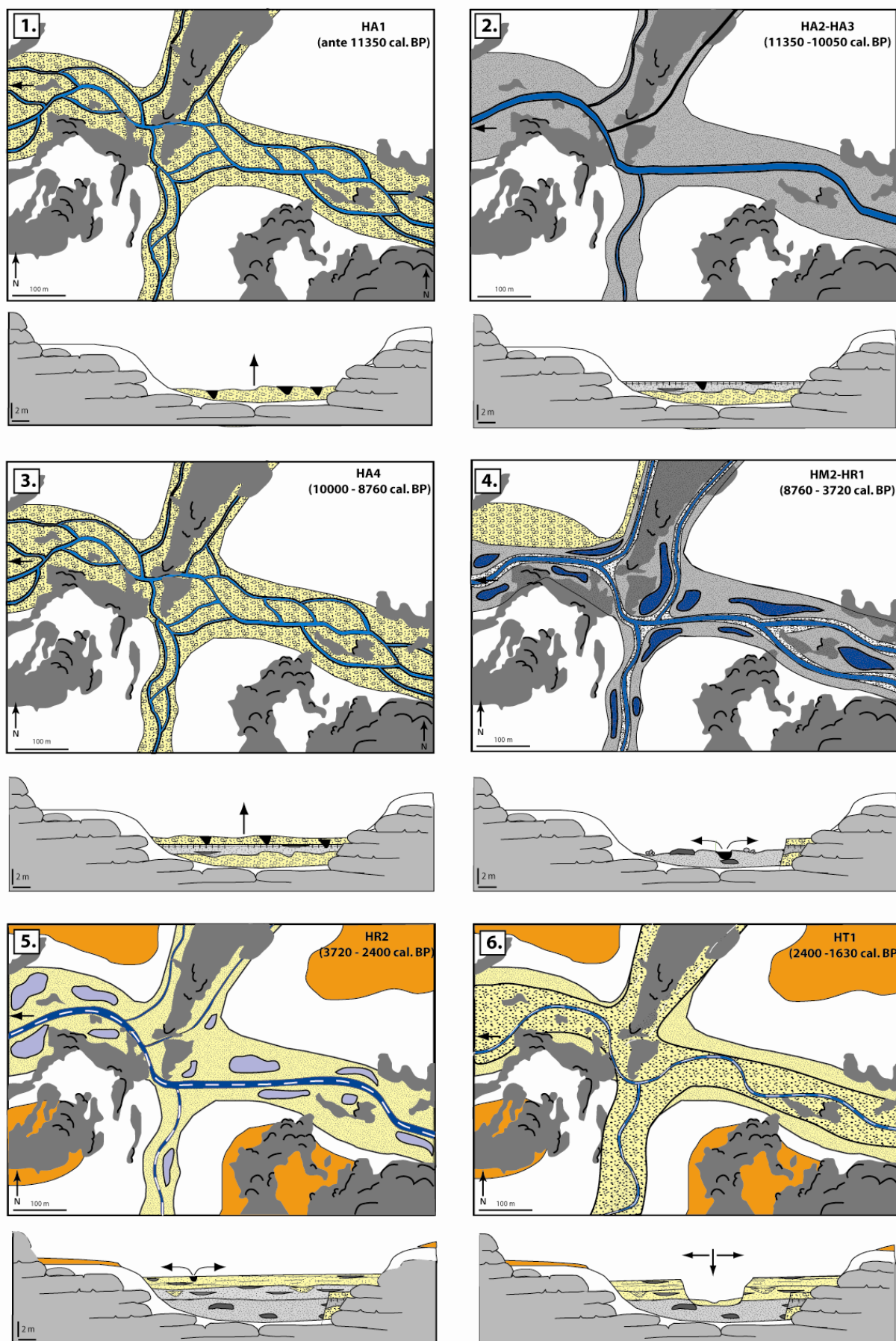


Figure 5.14 : Représentation synthétique de l'évolution hydro-sédimentaire de la vallée du Yamé à Ounjougou au cours de l'Holocène

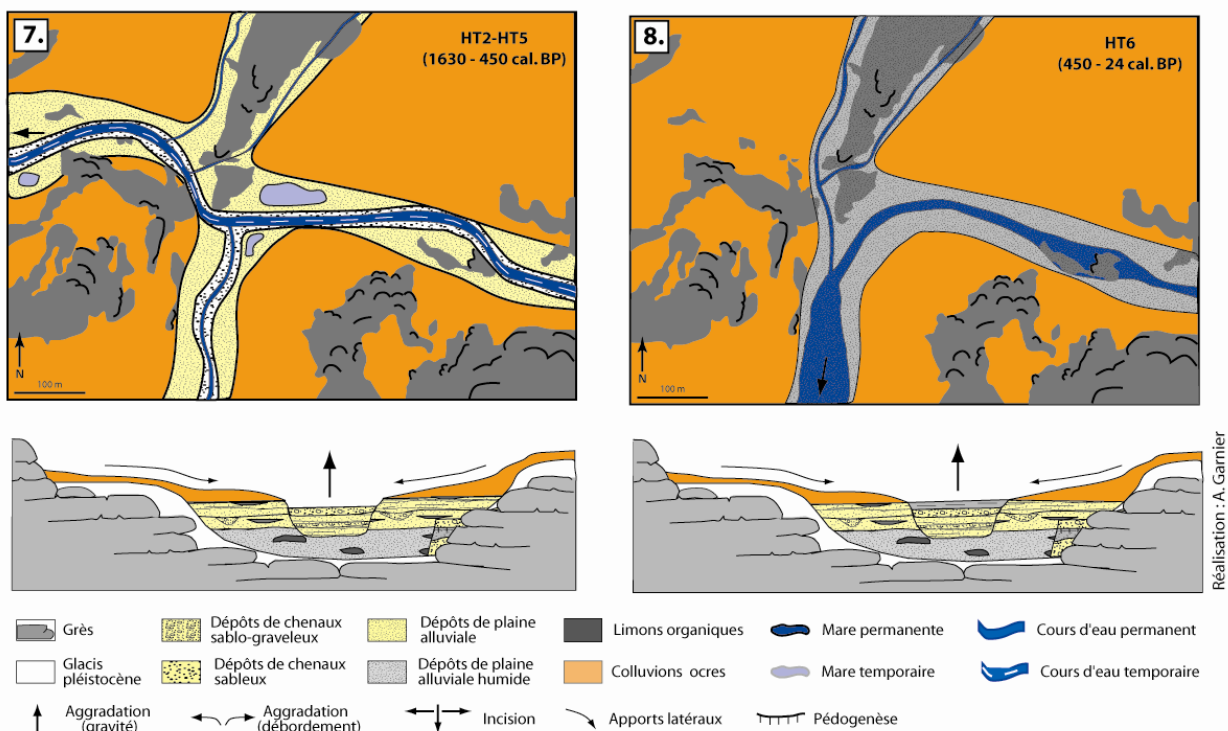


Figure 5.14 (suite) : Représentation synthétique de l'évolution du système fluvial du Yamé à Ounjougou au cours de l'Holocène

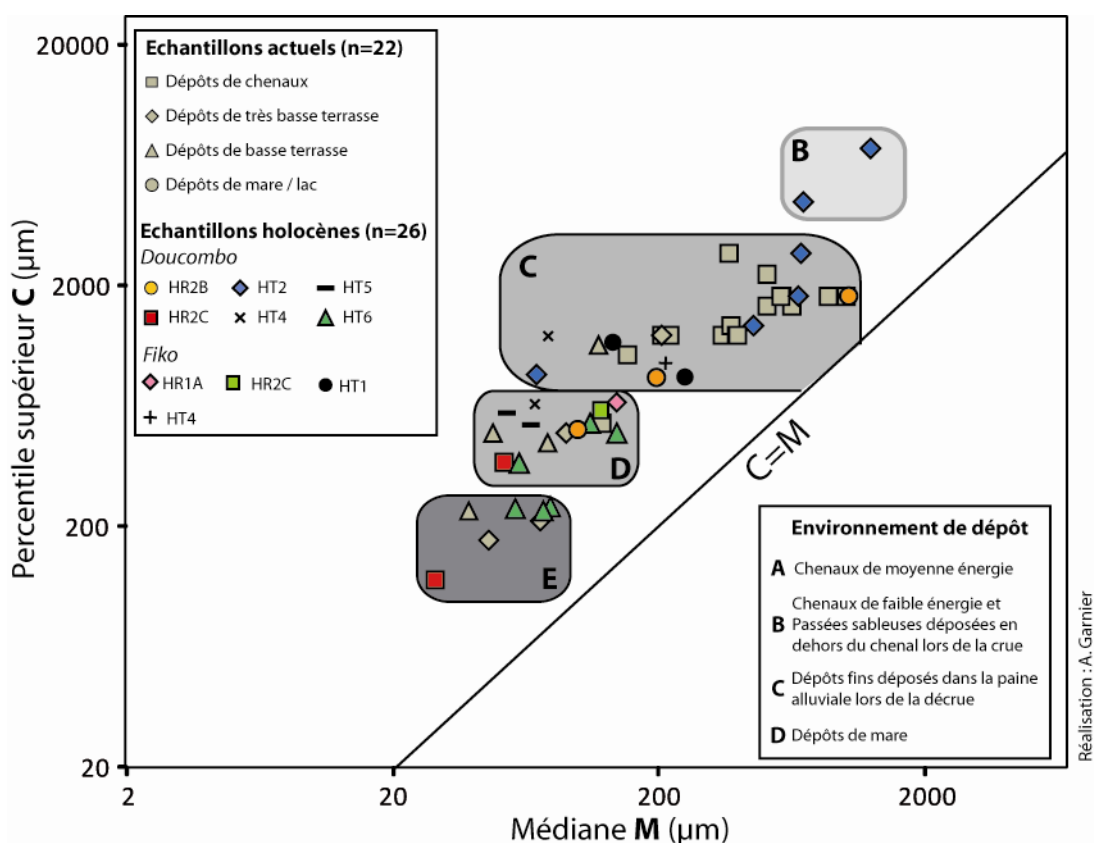
Le début de la période Holocène (**HA1**) est marqué par une phase énergique du système fluvial qui fait suite à une phase de faible activité hydrologique de la fin du Pléistocène (Rasse *et al.*, 2006 ; Lespez *et al.*, 2008, 2011). Les formations détritiques grossières ainsi que leur dispositif sédimentaire indiquent la mise en place d'un large lit divaguant au sein d'une bande active composée de bancs sablo-graveleux. L'incision vigoureuse dans les dépôts antérieurs ainsi que la granularité des dépôts suggèrent une compétence du Yamé nettement supérieure à celle observée pour les périodes qui ont suivies. Ainsi, HA1 est caractérisé par une abondance hydrologique qui s'illustre au travers de l'augmentation des débits liquides et une charge sédimentaire assez conséquente pour favoriser l'exhaussement du chenal. Suite à cette phase de réactivation hydrologique, une phase d'accalmie est observée pour les périodes **HA2-HA3** avec l'enregistrement de sédiments plus fins et rythmés qui témoignent de la mise en place d'un chenal divaguant à faible compétence au sein d'une plaine alluviale humide. Cependant, ce ralentissement de la morphodynamique alluviale est temporaire puisque la période suivante (**HA4**) montre une reprise de l'activité hydrosédimentaire. Les dépôts sont assez similaires de ceux observés pour HA1 mais un peu moins grossiers indiquant une compétence un peu moins forte du cours d'eau. Cependant, par rapport à HA1, on observe une augmentation des débits liquides et solides. Cette phase prend fin avec l'incision importante de plus d'un millénaire (9-8 ka cal. BP) qui marque le début de l'Holocène moyen (**HM1**). Ce hiatus sédimentaire est le signe d'une atténuation des écoulements qui se répète un peu plus tard au cours de **HM3**. Mis à part ces deux phases d'accalmie hydrologique, la sédimentation de l'Holocène moyen et du début de l'Holocène récent (**HM2, HM4 et HR1**) témoigne de chenaux assez étroits au sein d'une plaine alluviale nourrie par des apports sédimentaires saisonniers. Le faciès de ces dépôts rythmés riches en matière organique et la présence de mares permanentes indiquent un fond de vallée humide tout au long de l'année. Cela suppose une abondance hydrologique mais différente de celle de l'Holocène ancien avec des flux liquides plus réguliers et un système fluvial relativement stable.

Suite à cette période d'optimum hydrologique, la période de l'Holocène récent témoigne d'une nouvelle métamorphose fluviale. En effet, malgré un style fluvial relativement semblable à celui observé pour les cinq millénaires antérieurs, le faciès sédimentaire des dépôts de l'Holocène récent 2 indique une affirmation de la saisonnalité avec notamment l'assèchement des mares localisées au sein de la plaine alluviale. Ainsi, cette augmentation de l'intensité ou de la durée de la saison sèche provoque des écoulements principalement lents et peu morphogènes. Quelques ruptures sont observées dans la rythmicité de séquences sédimentaires et suggèrent des épisodes de crues plus puissantes mais elles restent très occasionnelles avec une période de retour séculaire. Enfin, les premières traces de colluvionnement sont enregistrées sur les interfluves environnants au site du Promontoire.

Aucun dépôt n'a été identifié pour la période suivante (**HT1**). En revanche, le début de l'Holocène terminal est relativement bien enregistré dans les archives sédimentaires par une profonde incision dans les dépôts antérieurs. Celle-ci n'est pas progressive et correspond vraisemblablement plus à un événement brutal qui intervient au cours d'une période relativement sèche. Ensuite jusqu'au milieu du 2^e millénaire de notre ère, le système fluvial est très instable. Il oscille entre des phases semblables à HR2 avec une sédimentation rythmée caractérisée par des écoulements lents (**HT2** et **HT4**) et, au contraire, des périodes d'activités hydrologiques énergiques et morphogènes (**HT3** et **HT5**). Parallèlement, on assiste à un développement généralisé du colluvionnement au cours des deux derniers millénaires pour l'ensemble du tronçon d'Ounjougou sur les interfluves. Colmatant presque totalement la vallée et à l'origine de l'édification de la terrasse protohistorique, cet épais colluvionnement, qui atteint près de 4 m localement, va engendrer un premier changement du cours du Yamé au alentour du 17^e siècle. En effet, la formation de ce bouchon sédimentaire au niveau de la confluence va contraindre le Yamé à redessiner sa trajectoire au cours des quatre derniers siècles qui occupe désormais celui du ravin sud (**HT6**). Une nouvelle métamorphose a lieu puisque le système fluvial est caractérisé par le développement d'une large zone humide dans le fond de la vallée comme le témoigne la sédimentation aux sites des Unio et du Ravin sud (Fig.5.12). Ce n'est qu'en 1936, suite à une autocalapture engendrée par une crue exceptionnelle pendant laquelle la moyenne des précipitations a dépassé 785 mm à Bandiagara (Rasse *et al.*, 2006), que le Yamé retrouvera son tracé d'avant le 17^e siècle.

5.2. La moyenne vallée : un remplissage sédimentaire d'origine colluvio-alluviale

La moyenne vallée, (sections 3 et 4), est située entre Ounjougou et Goundaka correspond à un système fluvial semi-confiné (voir chapitre 4). À l'échelle du système fluvial, elle est identifiée comme la zone de transfert des sédiments où la préservation de la sédimentation alluviale holocène est plus faible. Seules les boucles de méandres permettent le stockage de la sédimentation alluviale. Les investigations ont été prioritairement conduites dans le méandre de Doucombo. Cependant, le Yamé étant incisé de plusieurs mètres dans les formations de sa plaine alluviale, nous avons pu réaliser de nombreuses coupes pour cette partie de la vallée, notamment entre Kéma et Fiko. Cela nous a permis de mettre en évidence des séquences colluviales importantes de la moyenne vallée du Yamé. En effet, les colluvions représentent les principales archives sédimentaires pour cette partie de la vallée. Dans les études paléoenvironnementales ouest-africaines, les sédiments colluviaux sont souvent peu étudiés alors qu'ils représentent une source d'informations particulièrement riche quant à l'évolution des conditions environnementales des bassins versants en relation avec les dynamiques hydro-climatiques et la mise en valeur agricole des versants. Au total, 26 échantillons prélevés dans les dépôts alluviaux et colluviaux holocènes de la moyenne vallée ont permis d'établir une image CM (Fig.5.15).



Groupe	M (μm)	C99 (μm)	Lithofaciès	Période	Interprétation de l'environnement de dépôt	Interprétation du mode de transport dominant
B	500-1500	4000-8000	Sl, Sp	HT2	Bancs médians et latéraux sablo-graveleux	Roulement ; saltation
C	60-1000	800-3000	Sp, Sl	HR2B ; HT1 ; HT2 ; HT4	Bancs médians et latéraux de chenaux à faible énergie	Saltation ; suspension
D	40-150	300-700	Fl	HR1A ; HR2B ; HR2C ; HT4- HT6	Dépôts fins de plaine alluviale	Suspension
E	20-80	100-300	Fm	HR2C ; HT6	Mare permanente au sein d'une plaine alluviale humide	Suspension uniforme

Figure 5.15 : Image CM des dépôts de la moyenne vallée

5.2.1. Description chrono-stratigraphique des archives sédimentaires

5.2.1.1. Doucombo

À Doucombo, localisé à quelques kilomètres en aval de la ville de Bandiagara, quatre carottages (C1, C2, C3 et C4) de sept mètres et trois coupes (CP2, CP23 et CP24) ont permis d'établir un transect du remplissage sédimentaire sur plus de 250 mètres de largeur de plaine alluviale (Fig.5.16). Ce transect coupe une boucle de méandre caractéristique de la moyenne vallée. La datation la plus ancienne, qui est de 2925-2738 cal. BP (975-789 cal. BC), témoigne d'un remplissage relativement récent pour ce tronçon. En rive convexe, les quatre datations réalisées à partir de charbons permettent d'identifier cinq séquences distinctes (U1, U2, U3, U6 et U7) corrélées à cinq périodes (HR2B, HR2C, HT2, HT6 et HT7). En rive concave, une datation de 526-326 cal. BP (1424-1628 cal. AD) indique la mise en place des colluvions au cours de HT4 pour la première séquence (U4) et HT5 pour la seconde unité (Fig.5.16).

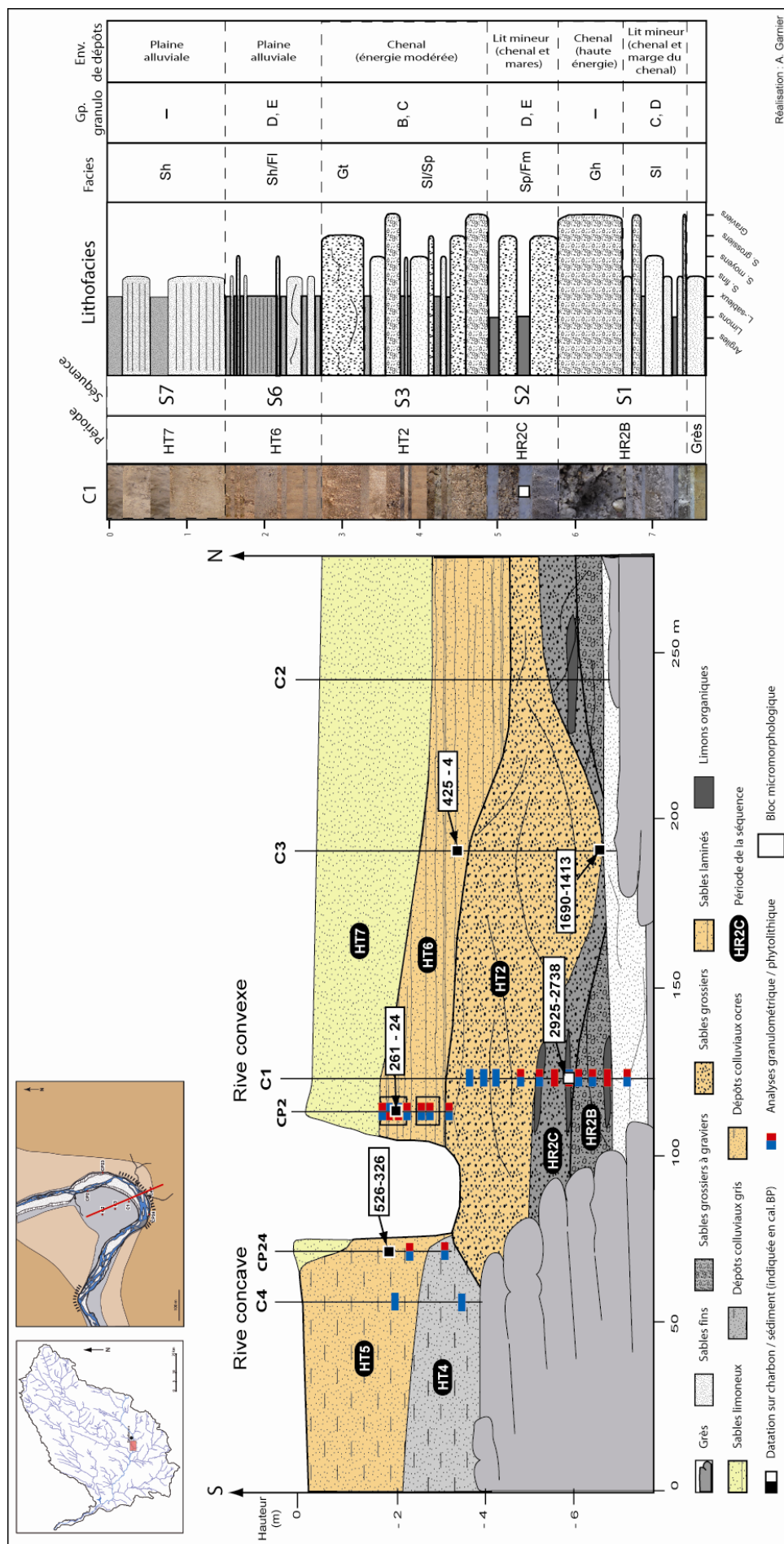


Figure 5.16 : Transect de Doucombo

Au total, 21 échantillons ont été prélevés afin de procéder à des analyses granulométriques et phytolithiques.

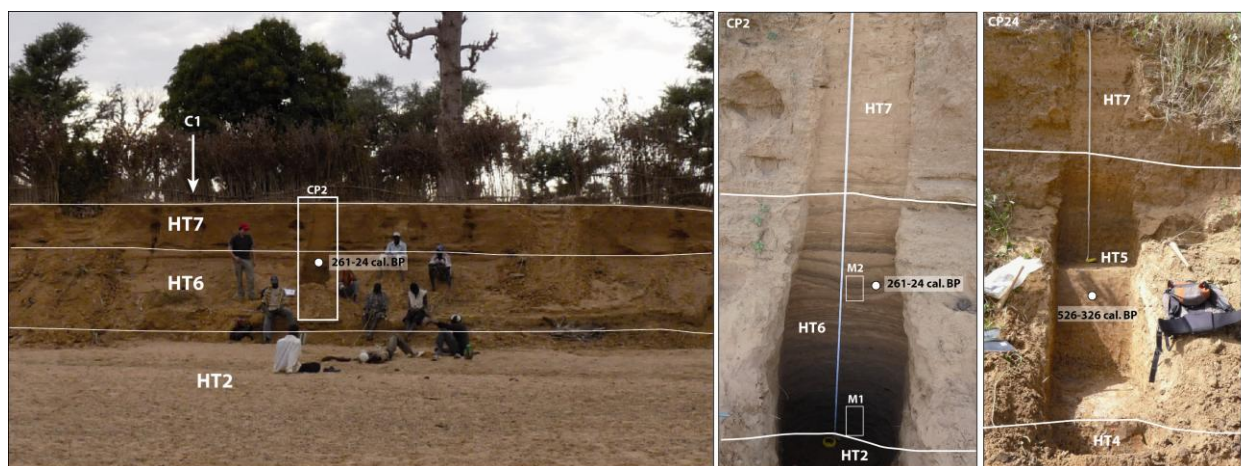


Figure 5.17 : Remplissage sédimentaire à Doucombo et coupes stratigraphiques CP2 et CP24.

À la base du remplissage sédimentaire en rive convexe, on a pu identifier des sables fins blanc-jaune indurés (Fig.5.16). En raison de l'absence de macrorestes, cette séquence n'a pas été datée. Cependant la nature sédimentaire et la stérilité de cette séquence en phytolithes suggèrent que ces dépôts sont issus de l'altération du grès sur lequel ces sables reposent. Ils sont surmontés par deux séquences détritiques d'une épaisseur de 1,5 m environ chacune. La première, qui n'a pas été datée, est caractéristique de deux modes de sédimentation différents. À la base on observe des lits de sables fins à moyens caractéristiques d'un faciès Sl avec quelques lamines de limons compacts organiques de couleur bleue indiquant des conditions hydromorphes et réductrices (faciès Fm). Elle est surmontée par une couche de sables grossiers à gravillons à matrice sableuse bleue (Faciès Gh). En revanche, la seconde sous-unité, datée de 2925-2738 cal. BP (975-789 cal. BC) (**HR2C**) contient des dépôts sableux plus fins à structure planaire caractéristique d'un faciès de type Sp. Ils sont entrecoupés de silts compacts organiques de faciès Fm. D'un point de vue chronostratigraphique, les dépôts antérieurs à HR2C peuvent ainsi être attribués à la période **HR2B**. Sur l'image CM, ces derniers sont caractéristiques d'un mode de transport tractif par suspension en mode plus ou moins énergétique. Ils peuvent être interprétés soit comme des dépôts de chenaux transportés lors de crues énergiques pour les couches les plus grossières (Gh) soit lors des crues plus modérées ou des périodes de décrue pour les dépôts les plus fins (Sl). En revanche, les sédiments à faciès Fm indiquent la présence de mares au sein du chenal. Les échantillons prélevés dans les dépôts caractéristiques d'un faciès Fm de HR2B et HR2C témoignent d'un mode de transport par suspension uniforme en mode calme ou par décantation. Cependant, pour l'ensemble de ces dépôts, malgré des faciès sédimentaires différents, ils ont tous comme particularité d'être de couleur gris-bleu. En effet, la couleur ainsi que la présence de lentilles de limons organiques sans fissures de dessiccation témoignent de conditions hydromorphes et de milieux anoxiques notamment au sein du chenal avec une nappe d'eau permanente. Le contact avec la sous-unité suivante est érosif. Il correspond au début de l'Holocène terminal (**HT1**). En effet, on observe une incision relativement importante dans les dépôts de HR2C mais aucune trace sédimentaire de HT1 n'a été enregistrée à Doucombo. Une datation (1690-1413 cal. BP ; 260-536 cal. AD) permet d'attribuer la mise en place de la séquence suivante à **HT2**. Epaisse de 3 m, sa nature sédimentaire est toujours détritique mais la couleur ocre-rouille des dépôts indique un milieu en contact avec l'air avec un phénomène d'oxydation du fer. Ainsi, par rapport à la période précédente on observe une diminution du niveau d'eau des nappes phréatiques. Les sédiments correspondent à des lits de sables grossiers contenant quelques gravillons avec une stratification entrecroisée ou planaire (Sl/Sp). Ils correspondent à un transport par suspension en mode

énergique (Groupe B et C, Fig.5.15). Ainsi, la nature et la structure des sédiments indiquent que ces dépôts sableux résultent de la migration des rides situées au sein du chenal (bancs médians et latéraux) pendant les épisodes de crue.

En rive concave, une sédimentation d'origine colluviale épaisse de 3m environ a été mise à jour grâce à deux coupes (CP 23 et 24) et un carottage (C4). La première séquence (S4) est caractérisée par des sables limoneux gris comportant des concrétions rouges pulvérulentes. Elle est surmontée par des colluvions ocre contenant aussi de nombreuses concrétions ferrugineuses (S5). Cette dernière séquence a notamment été datée de 526-326 cal. BP (1424-1628 cal. AD) ce qui permet d'attribuer la période de colluvionnement à HT4 pour la séquence 4 et à HT5 pour la séquence suivante (S5). L'analyse granulométrique de ces dépôts et leur représentation au sein de l'image CM indiquent des dépôts avec une texture relativement proche pour les quatre échantillons prélevés dans ces dépôts colluviaux (Groupe C, D).

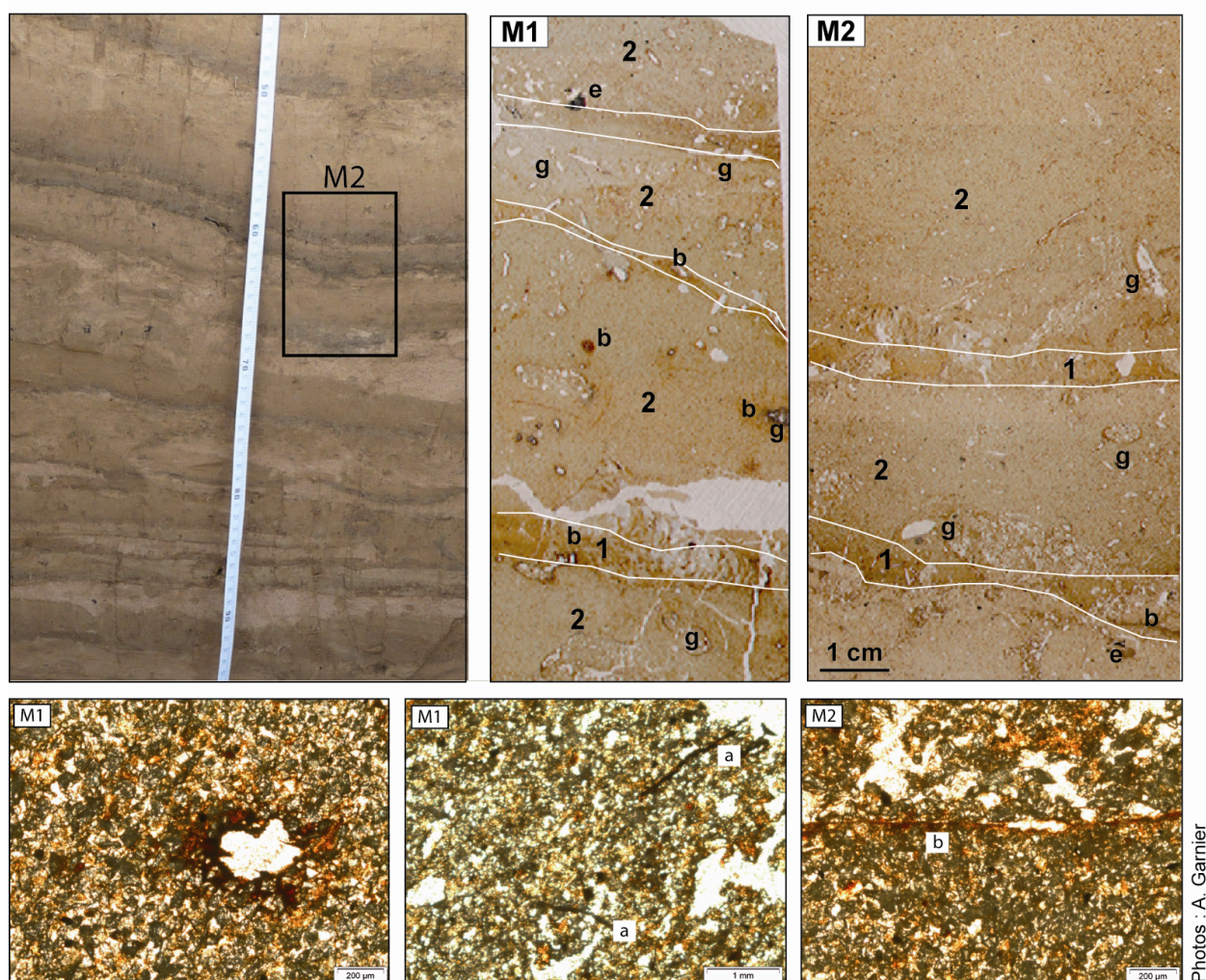


Figure 5.18 : Base de la CP2 de Doucombo et lames minces correspondant à la sédimentation de HT6. M1 (242-256 cm) et M2 (158-169 cm)

Pour M1 et M2 : 1=Sables limoneux laminés riches en matières organiques ; 2=Couche de sables ; A= Silts laminés avec de la matière organique amorphe ; B= Silts sableuses laminés avec des charbons et des restes végétaux ; a=feuille, b= traces d'oxydation ; c= matière organique amorphe ; d=restes végétaux ; e= charbons ; f= fissure de dessiccation ; g=bioturbation.

La sédimentation est ensuite caractérisée par une séquence laminée qui correspond à **HT6** puisque deux datations effectuées sur des charbons indiquent 425-4 cal BP et 261-24 cal. BP (1525-1950 cal. AD et 1688-1925 cal. AD). Les dépôts, épais de 1 m, témoignent d'une alternance entre des lamines sableuses

(Sh) et des couches de sables limoneux (Fl). Sur l'image CM on peut ainsi différencier les dépôts transportés lors de débordements au sein de la plaine alluviale (Sh) et ceux issus d'un dépôt dans les mares temporaires (Fm). L'étude micromorphologique de ces dépôts a été réalisée (M1 et M2, Fig.5.18). Elle nous indique que ces dépôts sont fortement bioturbés. En effet, les chenaux et les pellettes de termites (Fig.5.18 ; g) sont nombreux ce qui ne rend pas facile l'interprétation de la structure des sédiments. Cependant, l'étude de ces deux blocs permet d'identifier une organisation rythmée des dépôts avec à la base, des dépôts sablo-limoneux (1) qui sont surmontés par une couche plus fine de sédiments limono-sableux (2). Des traces d'oxydation (b) ont été identifiées pour ces sédiments indiquant une émergence de ces sédiments. Au contraire des dépôts étudiés à Ounjougou, ceux-ci comportent peu de charbons (e).

Enfin, la dernière séquence, épaisse de 1 à 2 m, correspond au fonctionnement hydro-sédimentaire actuel avec des dépôts issus des débordements occasionnels au sein de la plaine alluviale (faciès Sh). Les sédiments ont été mis en place au cours du 20^e siècle (HT7).

5.2.1.2. Les tronçons de Fiko, Allaye-Kokolo et Kéma

Pour ce tronçon, trois niveaux topographiques ont été identifiés sur le terrain : le glacis supérieur, inférieur et par endroit, une très basse terrasse. Une vingtaine de coupes ont été levées le long du Yamé et dans les ravins latéraux depuis Kéma jusqu'à Fiko afin de décrire les séquences des différents glacis-terrasses observés (Fig.5.19 et 5.20). Les huit datations AMS qui ont été réalisées à partir de charbons suggèrent la mise en place de ces dépôts au cours de cinq séquences (HR1A, HR2B, HR2C, HT1, HT4). Le contenu phytolithique de huit échantillons a été analysé et cinq analyses granulométriques ont été effectuées. Enfin, quatre blocs ont été prélevés dans différentes séquences pour des analyses micromorphologiques.

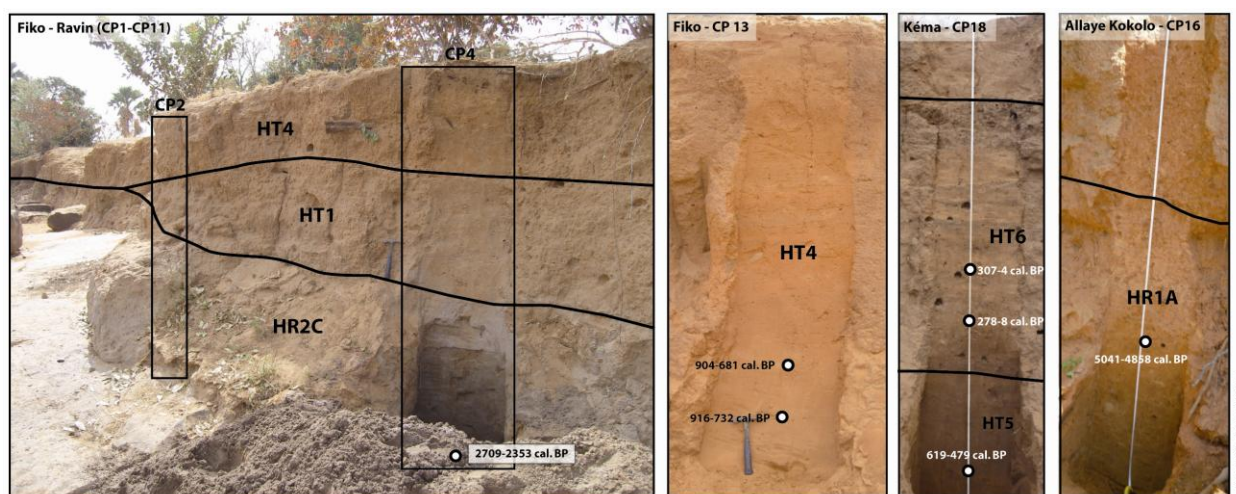


Figure 5.19 : Coupes stratigraphiques pour les secteurs de Fiko, Allaye-Kokolo et Kéma

La date la plus ancienne disponible pour cette partie de la vallée du Yamé est issue du ravin d'Allaye-Kokolo, localisé en rive droite du Yamé. Elle indique 5041-4858 cal. BP (3090-2909 cal. BC) et correspond à la sous-unité **HR1A**. D'une hauteur de 1 à 4 m, cette séquence sédimentaire est caractéristique de sables limoneux ocre contenant des gravillons. La nature et la structure sédimentaire observées sur le terrain indiquent un paléosol de type ferrugineux lessivé développé dans les niveaux d'érosion d'un glacis pléistocène. En effet, sous un climat plus humide qu'aujourd'hui le processus de lessivage était nettement plus intense. Ainsi, principalement par lessivage vertical mais aussi oblique, le fer est entraîné en profondeur où il s'immobilise sous forme de tâches ou de concrétions.

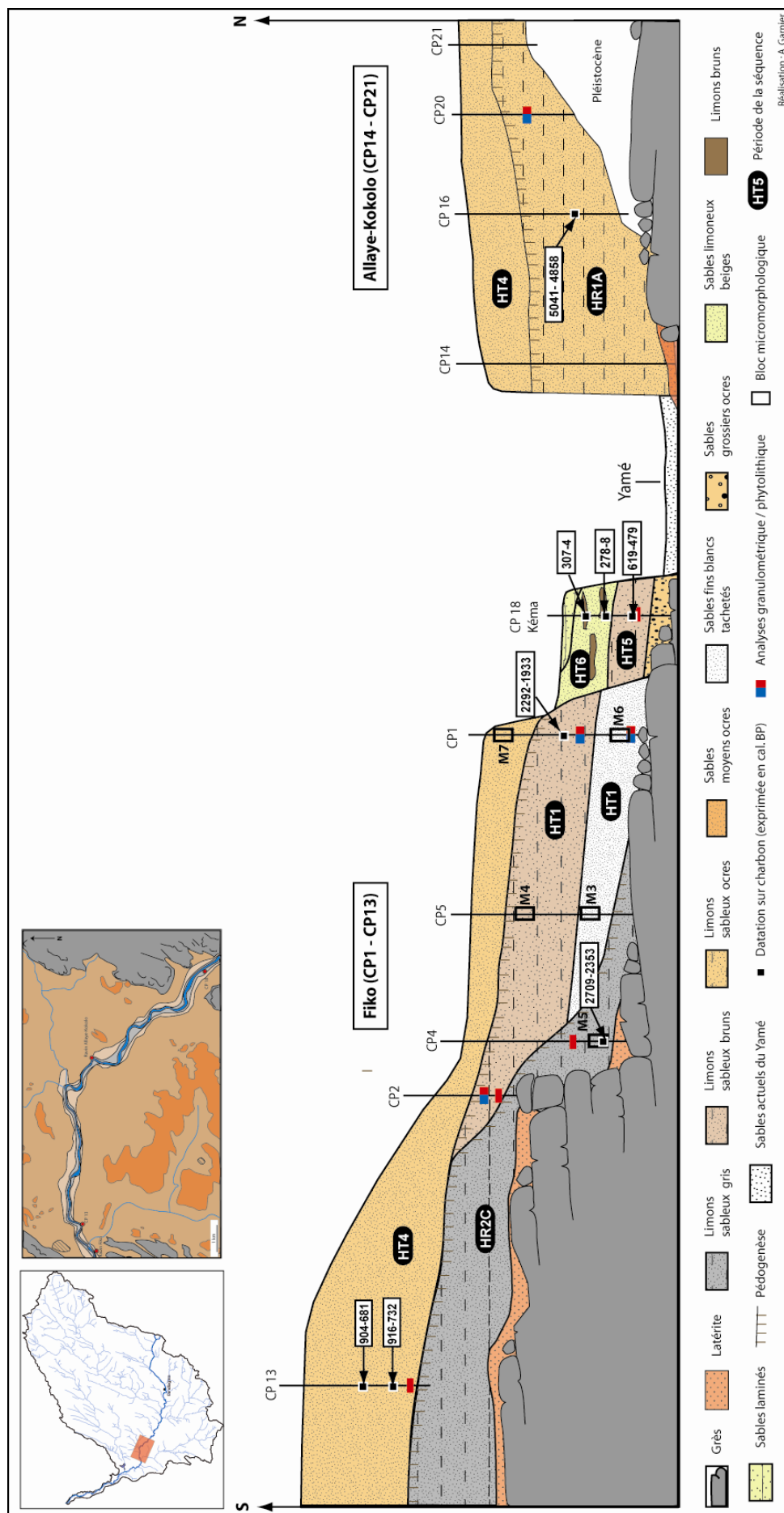


Figure 5.20 : Transect synthétique du remplissage sédimentaire de la moyenne vallée entre Kéma et Fiko

Ces niveaux inférieurs enrichis en fer ont une teinte ocre-rouge alors que le niveau supérieur présente une teinte plus claire (beige) en raison du lessivage. L'horizon humifère n'a pas été observé. À la base du profil, on retrouve un niveau de concrétions indurées caractéristiques d'une concentration de fer suffisamment intense sur une période longue. P. Michel les désignent comme des *sols ferrugineux tropicaux lessivés à cuirasse* (Michel, 1973). Enfin, ce paléosol est surmonté par des sables roux d'une épaisseur de 1 m environ. Ils correspondent à des dépôts colluviaux faiblement pédogénésés.

Onze coupes ont été réalisées dans le Ravin de Fiko, situé en rive gauche du Yamé. Elles ont permis de mettre à jour quatre séquences principales, principalement de sédiments d'origine colluvio-alluviale parfois pédogénésés par la suite. Cinq blocs ont été prélevés dans chacune de ces séquences afin de réaliser des analyses micromorphologiques (Fig.5.21).

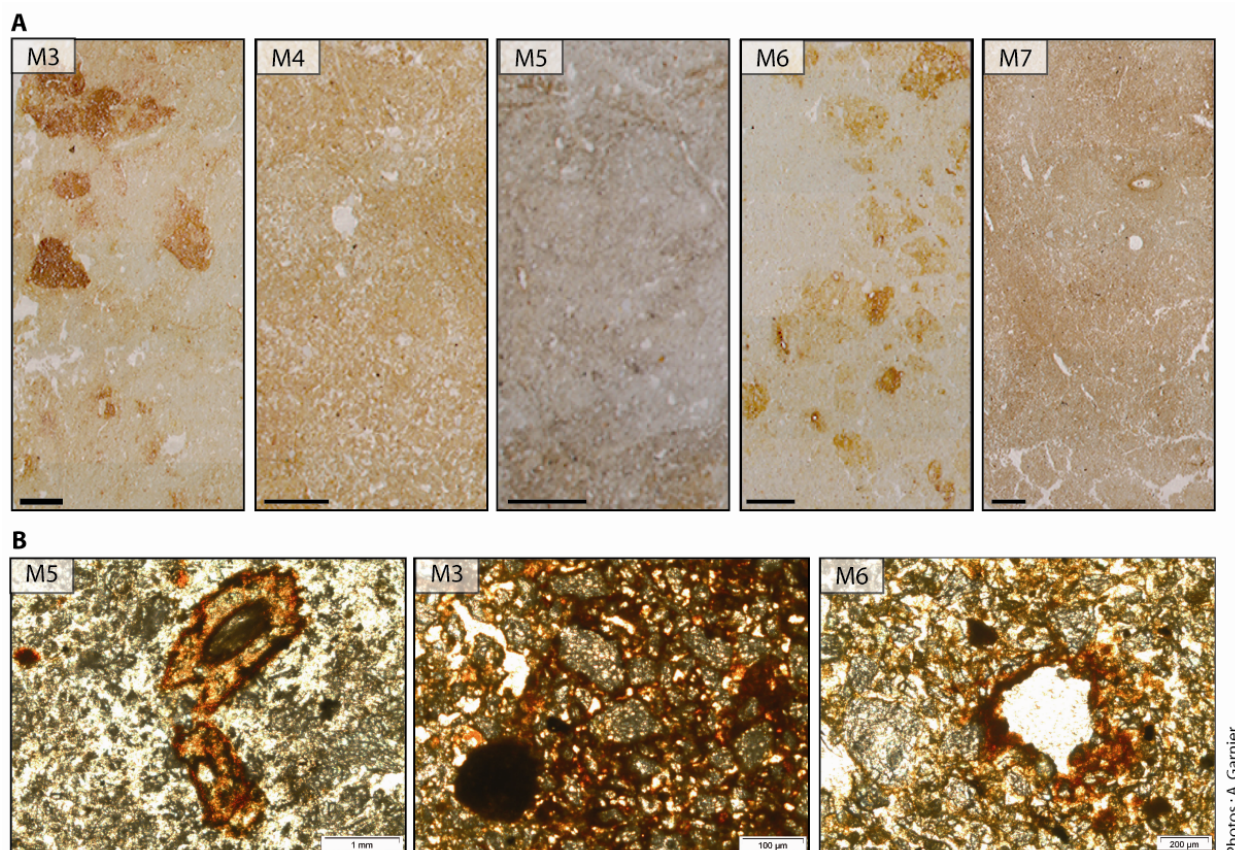


Figure.5.21 : Blocs micromorphologiques prélevés dans le ravin de Fiko. Echelle = 0,5 cm

A. M3 = CP5 Fiko-215 cm ; M4=CP5 Fiko-200 cm ; M5=CP4 Fiko-225 cm ; M6= CP1-Fiko-215 cm ; M7=CP1-Fiko-50 cm

B. Zoom sur des concrétions ferrugineuses (M3 et M5) et des hyporevêtements (M6) autour de chenaux.

La séquence la plus ancienne, enregistrée à la base, correspond à des sables fins limoneux gris tachetés épais de 1 à 2 m qui comportent de nombreuses particules charbonneuses. Cette séquence, riche en tessons de céramique, a pu être datée, selon le décor, du 1^{er} millénaire avant J-C d'après les identifications préliminaires effectuées par E. Huysecom et S. Ozainne (U. de Genève). Cela a été confirmé par une datation radiocarbone indiquant 2709-2353 cal. BP (757-405 cal. BC) (**HR2C**). L'étude micromorphologique (M5) témoigne de sables hétérométriques au sein d'une masse basale fine de nature limoneuse. Il s'agit d'une sédimentation forcée mise en place par débordements au sein d'une plaine alluviale humide. La porosité est caractérisée par des revêtements argilo-limoneux limpides et parfois poussiéreux indiquant une évolution postérieure dans un milieu mais où les sols furent relativement bien protégés. Enfin, l'analyse micromorphologique suggère que ces sédiments alluviaux ont ensuite subi une

pédogénèse. La nature sédimentaire ainsi que la couleur gris-bleu de ces sédiments suggèrent un paléosol de type pseudo-gley avec une évolution dominée par la présence d'un excès d'eau. L'effondrement partiel de la porosité témoigne également d'un excès d'eau. Cette action peut être liée soit à la présence d'une nappe phréatique plus ou moins fluctuante, soit à un engorgement temporaire ou permanent par l'eau d'un horizon ou de l'ensemble du profil.

Cette séquence est surmontée par des sables fins à moyens blanc-crème comportant de nombreuses tâches ocre (Fig.5.21 M3 et M6). L'analyse granulométrique d'un échantillon prélevé dans ces dépôts suggère qu'ils sont issus d'un transport par des courants tractifs lors du débordement au sein de la plaine alluviale (Groupe C). L'analyse micromorphologique (M6 et M3) témoigne de l'homogénéité des matériaux transportés de type sables fins ainsi que du caractère forcé de la mise en place de ces dépôts (crue éclair). Aucune structure n'est réellement identifiée ce qui suggère une montée et un arrêt brutal des écoulements. En revanche, de nombreuses tâches rouille ont été observées. L'analyse micromorphologique montre qu'il s'agit d'agrégats de 1 à 2 mm pour la plupart et parfois de taille centimétrique (Photo 5.7. M3 et M6). Très rubéfiés, ils correspondent à des fragments de sols érodés puis remaniés contenant beaucoup de microcharbons. Dans la porosité à agrégats granulaires, on observe un remplissage par des argiles limpides et épaisses suggérant une pédogénèse au sein d'un milieu couvert. Ces sédiments peuvent être interprétés comme des dépôts alluvio-colluviaux pédogénésés par la suite. Le blanchissement de la masse basale de ces dépôts est sans doute le résultat d'un lessivage oblique. Aucune date n'est disponible pour cette sous-unité mais d'après la succession stratigraphique, elle est positionnée à **la transition HR2C/HT1**.

Ce paléosol est ensuite surmonté par une séquence détritique relativement homogène caractérisée par des sables moyens contenant quelques sables grossiers (Fig.5.21. M4). Le sédiment apparaît complètement déstructuré avec une porosité très attirée en raison d'une activité biologique intense. Quelques illuviations argileuses ont été observées autour de vides suggérant la mise en place d'une pédogénèse pour ces dépôts. Enfin, peu d'impuretés ont été observées témoignant d'un environnement relativement couvert. Enfin, les grains de sables comportent un revêtement argilo-ferrugineux qui indique que ces sédiments ont été transportés sur de petites distances par le colluvionnement. Cette séquence est datée de 2292-1933 cal. BP (342 BC-16 AD) et est attribuée à la sous-unité **HT1**.

Au sommet on observe une séquence de sables fins roux épaisse par endroits de plus de 2 m comme c'est le cas, un peu plus à l'amont du ravin où ces dépôts d'origine colluviale ont été datés par deux charbons de 916-732 cal. BP et 904-681 cal. BP (1035-1217 AD et 1047-1267 AD) (**HT4**). La microstructure enaulic correspond à une masse basale très peu développée (Fig.5.21. M7). Composée de sables fins à grossiers hétérométriques, la porosité de ces dépôts est forte en raison d'une bioturbation importante. Les grains avec un revêtement argilo-ferrugineux sont nombreux indiquant comme les sédiments précédent, une origine colluviale de ces sédiments. Ce glaciais qui surmonte le glaciais-terrasse inférieur s'est démantelé au fur et à mesure du temps, notamment en raison d'une activité érosive importante.

La terrasse T3, située à Fiko en rive droite et à Kéma en rive gauche, est nettement plus récente. Elle correspond à des sables grossiers ocre à la base. Au dessus, on retrouve des sédiments colluviaux datés de **HT5** (619-479 cal. BP ; 1332-1469 cal. AD). Ils sont surmontés par des dépôts de plaine d'inondation caractérisés par des sables fins à moyens contenant des lentilles de limons bruns. Deux datations indiquent sa mise en place au cours de **HT6** (450-24 cal. BP ; 1500-1936 cal. AD).

5.2.2. Interprétation : les étapes de l'évolution du système fluvial dans la moyenne vallée

Les archives sédimentaires des deux tronçons étudiés dans la moyenne vallée suggèrent une évolution du système fluvial en quatre étapes principales (Fig.5.22 et 5.23).

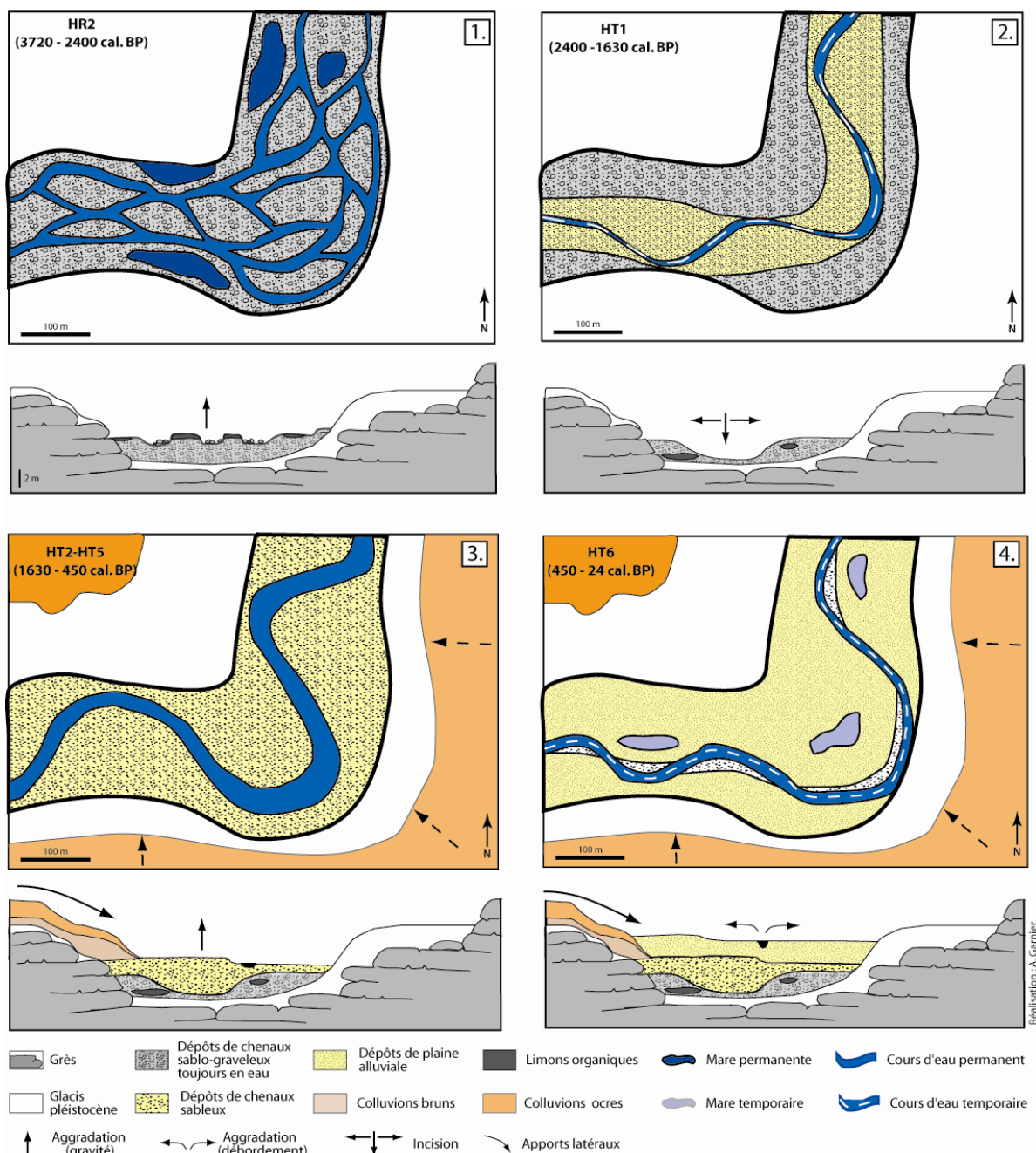


Figure 5.22 : Représentation synthétique de l'évolution hydro-sédimentaire de la vallée du Yamé à Doucombo au cours de l'Holocène

À Allaye-Kokolo, un paléosol indiquant une période relativement stable a été daté de HR1A. Cependant, la base de la sédimentation alluviale pour les deux tronçons est attribuée à la période **HR2**. À Doucombo, l'analyse chrono-stratigraphique indique un système fluvial énergétique avec des dépôts de chenaux sablo-graveleux qui constituent une large bande active au sein de laquelle on observe des mares permanentes (Fig.5.22). À Fiko, les archives sédimentaires relatent l'existence de chenaux faiblement incisés divaguant au travers d'une large plaine alluviale humide constituée de dépôts de débordements

sableux fins. La granularité des dépôts de Fiko est inférieure à celle de Doucombo et indique un système fluvial moins énergétique, leur couleur témoigne d'un milieu constamment en eau et donc d'un niveau des nappes élevé. Il semble que si la capacité de transport des sédiments s'est atténuée lors de la traversée du bassin versant, les flux liquides sont cependant toujours abondants. La réduction de la pente peut aussi expliquer cette diminution de la granulométrie des sédiments.

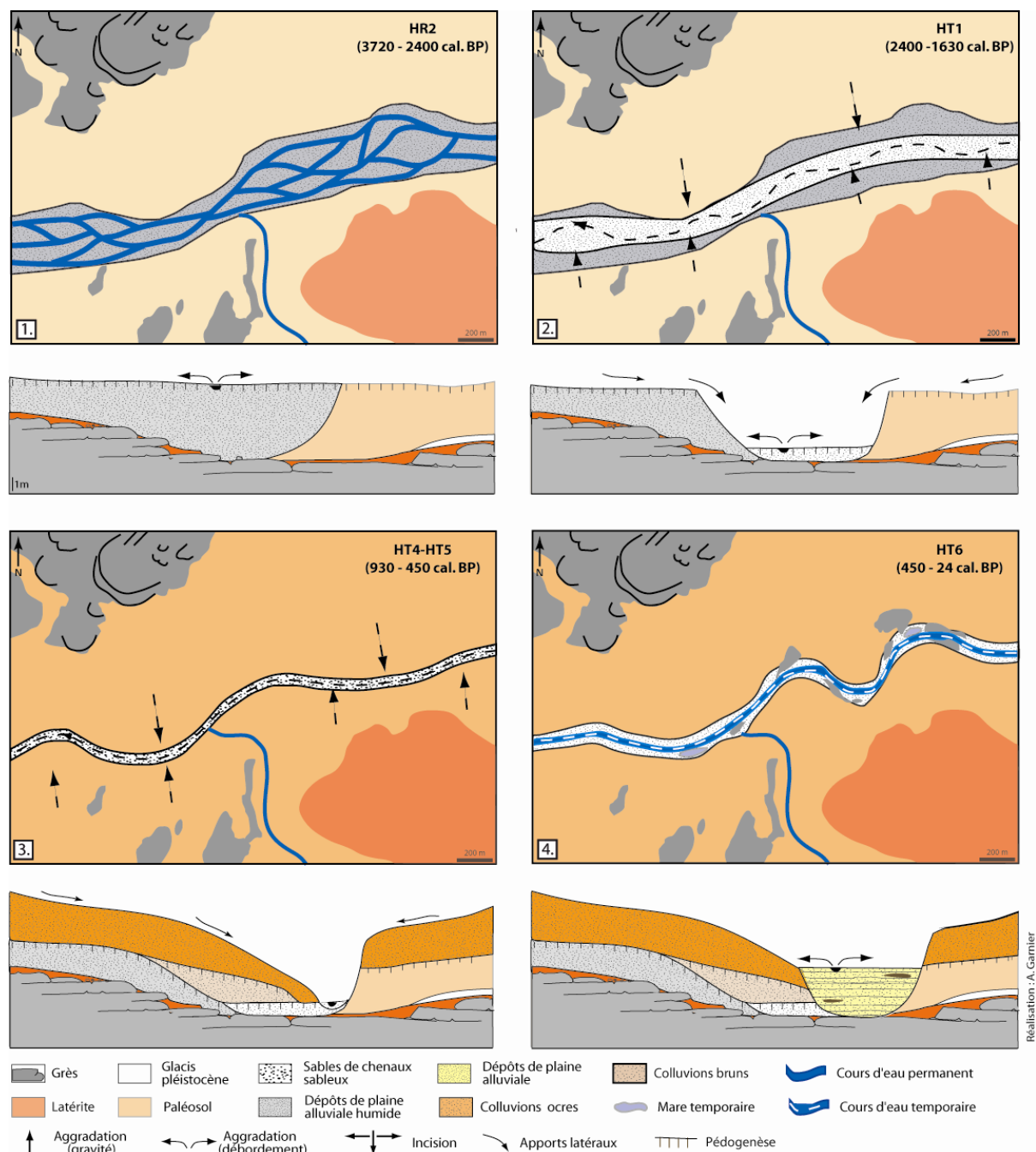


Figure 5.23 : Représentation synthétique de l'évolution hydro-sédimentaire de la vallée du Yamé à Fiko au cours de l'Holocène

La période suivante (**HT1**) marque une nouvelle étape dans l'évolution du système fluvial. Alors qu'à Doucombo, malgré l'absence de dépôts, une incision importante peut être observée dans les dépôts antérieurs ; à Fiko, les dépôts datés de cette période sont nombreux et d'origine variée. Premièrement, on assiste à la mise en place de dépôts de débordement qui témoignent de crues éclairs. Ces derniers sont nourris d'apports colluviaux qui indiquent des versants instables. Ces dépôts sont recouverts ensuite d'une

épaisse couche de matériel colluvial, par la suite pédogénisée. L'incision notable observée à Doucombo ainsi que le développement important du colluvionnement à Fiko indiquent, pour HT1, une dynamique érosive d'origine fluviale et colluviale. Elle suggère donc une instabilité du système qui peut être d'origine climatique ou anthropique.

Ensuite, pendant plus d'un millénaire (**HT2-HT5**), le développement d'un système fluvial à méandres marqué par des écoulements modérés favorise l'aggradation progressive du fond de vallée à Doucombo. Parallèlement, deux phases distinctes de colluvionnement sont observées en rive gauche à HT4 et HT5. On observe le même processus pour le reste de la moyenne vallée avec l'identification de dépôts colluviaux à Fiko et Kéma pour ces mêmes périodes (HT4 et HT5). Ils témoignent de sols fragilisés par un couvert végétal peu dense qui permet ainsi leur érosion par le processus de ruissellement.

Enfin, depuis cinq siècles (**HT6**), le même fonctionnement hydro-sédimentaire que celui qui opère aujourd'hui est en place. Il s'agit d'un système fluvial à méandres plus ou moins encaissé et sinueux dont les débordements saisonniers permettent de nourrir la plaine alluviale en matériaux solides et le développement de mares qui s'assèchent ensuite progressivement.

5.3. La basse vallée

5.3.1. Description chrono-stratigraphique des archives sédimentaires

Dans la basse vallée, localisée entre Goundaka et Sampara, la réalisation de 20 carottages et sondages a permis de mettre à jour l'architecture du remplissage alluvial de quatre tronçons : Goundaka, Bandiougou, Baïma et Samoloye (Fig.5.24). En outre, 10 datations ont été effectuées ainsi que 25 analyses phytolithiques et 46 analyses granulométriques (Fig.5.25).

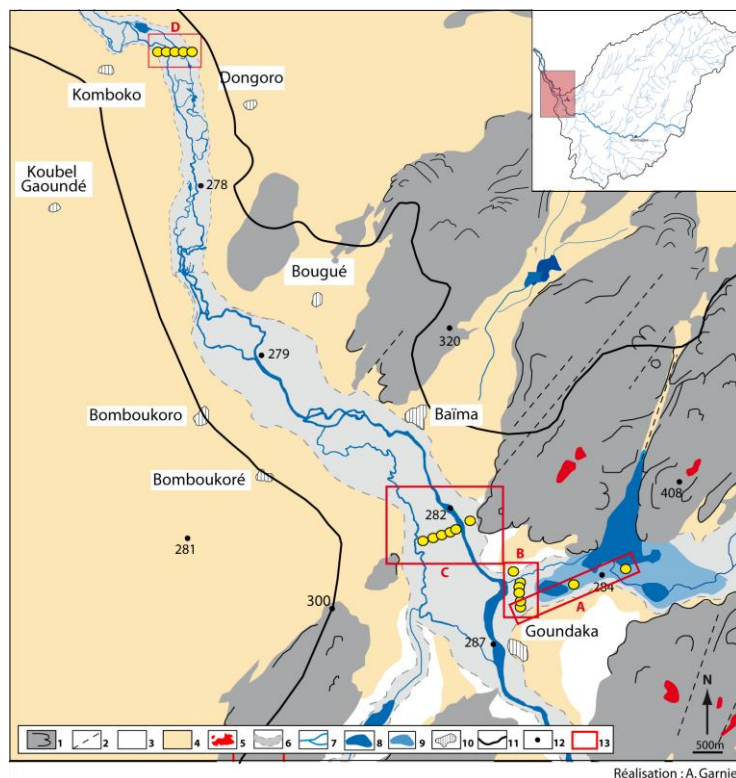
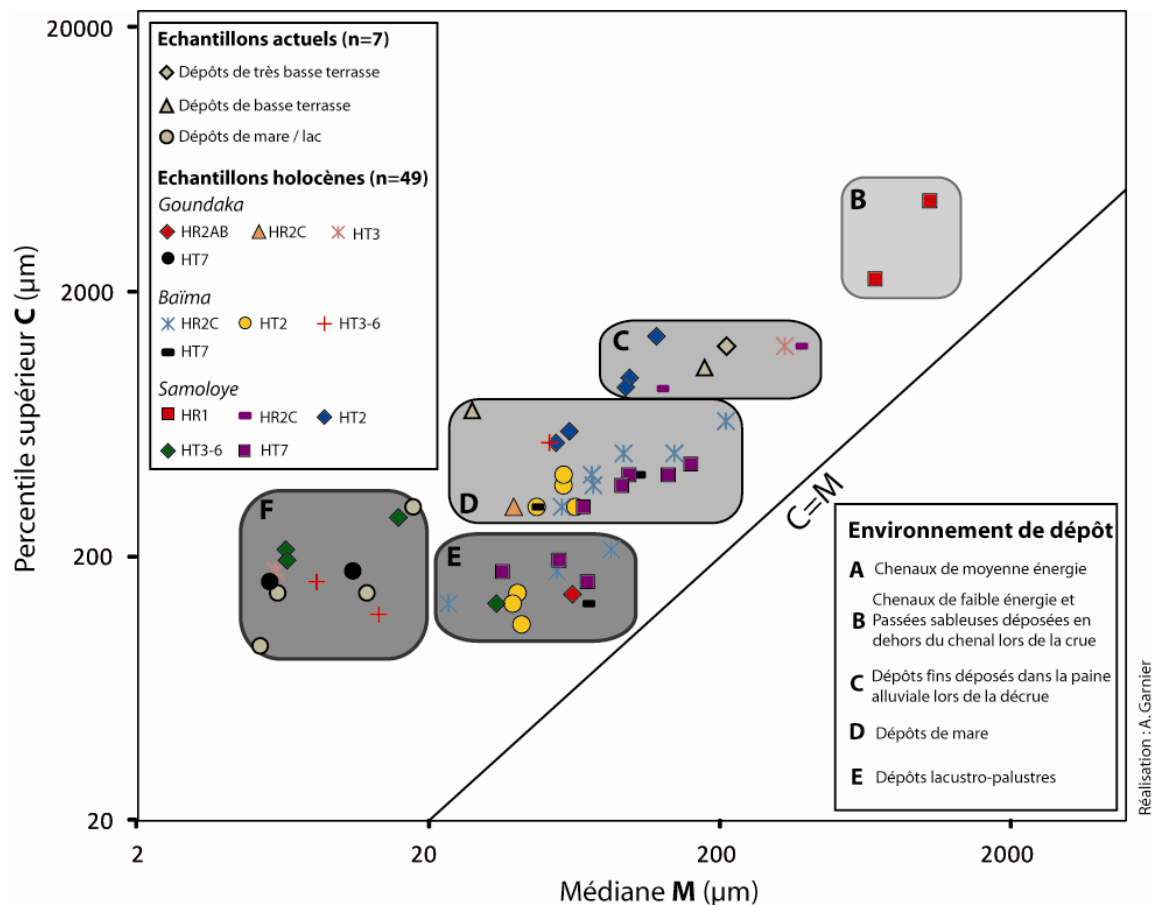


Figure 5.24 : Investigations conduites dans la basse vallée

1. Grès et corniches gréseuses, 2. Diaclases, 3. Glacis inférieur, 4. Glacis supérieur, 5. Buttes latéritiques 6. Plaine alluviale du Yamé, 7. Chenal du Yamé et ses affluents, 8. Lac et mares permanent, 9. Extension maximale du lac, 10. Principaux villages, 11. Limite du bassin versant, 12. Points cotés. 13. Tronçon étudié (A : Bandiougou ; B : Goundaka ; C : Baïma ; D : Samoloye)



Groupe	M (μm)	C99 (μm)	Lithofaciès	Période	Interprétation de l'environnement de dépôt	Interprétation du mode de transport dominant
B	600-1200	2000-5000	Sl, Sp	HR1	Bancs médians et latéraux sablo-graveleux	Roulement ; saltation
C	80-400	800-1500	Sp, Sl	HR2C ; HT2 ; HT3	Passées sableuses déposées en dehors du chenal lors des épisodes de crues	Suspension
D	20-250	300-700	Fl	HR2C ; HT2 ; HT3-6 ; HT7	Dépôts fins de plaine alluviale	Suspension
E	20-100	100-250	Fsm	HR2C ; HT1 ; HT2 ; HT3-6	Mare permanente au sein d'une plaine alluviale humide	Suspension uniforme
F	4-20	80-250	Fm	HT3-6	Dépôts lacustres	Suspension uniforme

Figure 5.25 : Image CM des échantillons prélevés dans la moyenne vallée

5.3.1.1. Goundaka-Bandiougou

Situé à l'amont de la basse vallée, le secteur de Goundaka-Bandiougou est caractéristique d'une dynamique hydro-sédimentaire particulière (Figs.5.26, 5.27). Situé sur la rive gauche du Yamé, le secteur de Bandiougou correspond à une zone humide mesurant environ 1 km² en fin de saison humide au mois de novembre (voir chapitre 4). Ce lac est alimenté par deux affluents importants venant du nord du bassin versant. Cependant, lors des fortes crues, le Yamé peut défluer vers le lac et devenir alors affluent du lac de Bandiougou. Le secteur de Goundaka se situe à la charnière entre ces deux systèmes fluvial et lacustre.

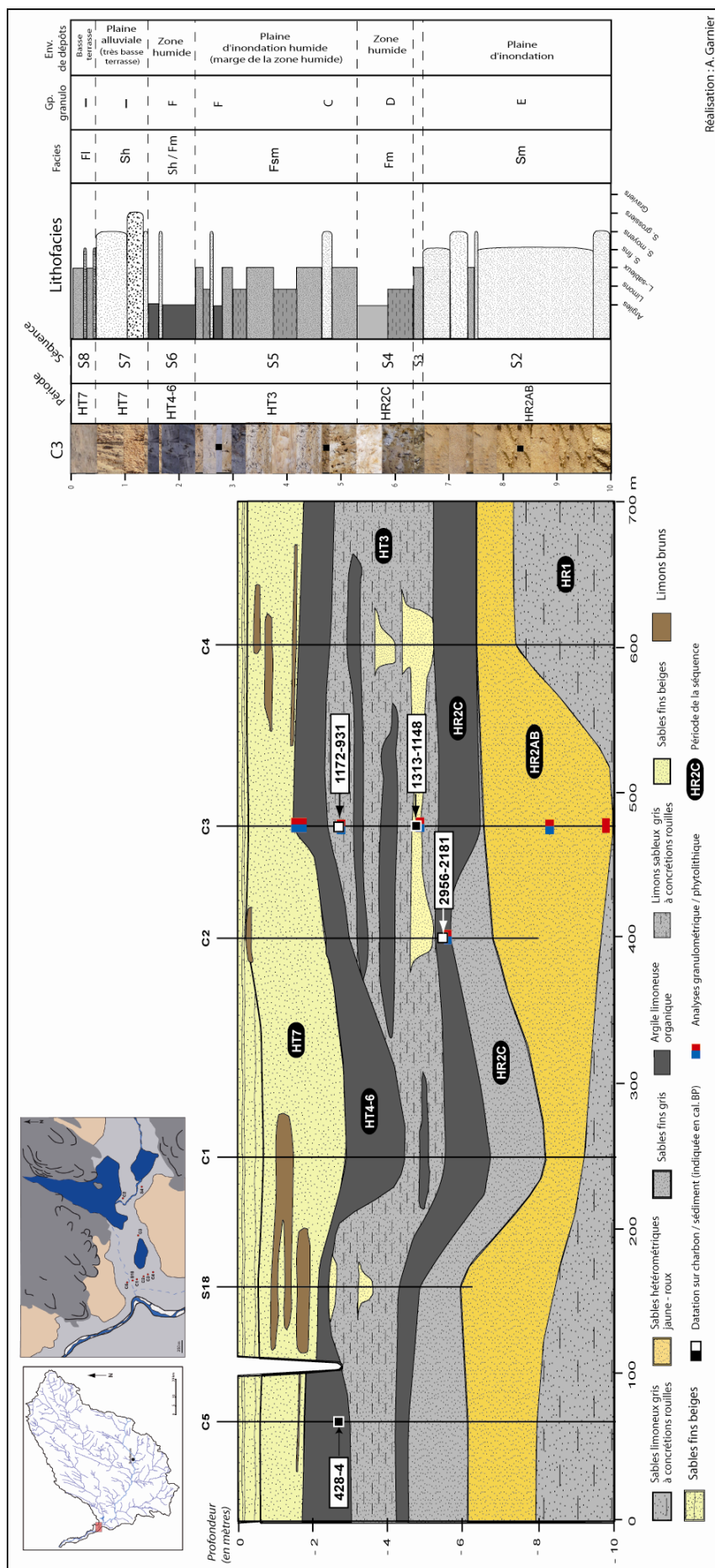


Figure 5.26: Transect du remplissage sédimentaire du tronçon de Goundaka

Au total, 8 carottages de 9 et 10 m ainsi que 2 sondages de 6 m ont été réalisés pour ce secteur (Fig.5.24). L'architecture du remplissage sédimentaire de Goundaka a été révélée grâce à la réalisation de 5 carottages et 1 sondage sur plus de 700m de longueur (Fig.5.26). Quatre datations ont été effectuées à partir de charbons ou de sédiments argileux organiques. De même, 6 échantillons ont fait l'objet d'une analyse granulométrique et le contenu phytolithique de 8 échantillons a été étudié.

L'étude chronostratigraphique des dépôts appuyée par l'acquisition des quatre datations nous a permis de distinguer sept séquences différentes. La première, d'une épaisseur de 2 m par endroits correspond à des sables limoneux fluides gris (Fl). Ces sédiments ne sont pas datés mais ils sont antérieurs à 2340-2070 cal. BP, la première datation disponible pour la séquence supérieure. Ainsi, ces sables ont vraisemblablement été mis en place au cours de l'Holocène Récent par débordement au sein d'une vaste plaine d'inondation avec une dynamique fluviale en mode calme. Ils sont surmontés par des sables hétérométriques jaune-roux relativement fluides. Ces derniers correspondent à des dépôts mis en place par gravité lors de l'atténuation de l'écoulement par débordement au sein de la vaste plaine alluviale (faciès Sm et groupe F). Il sont associés à la période HR2AB.

La séquence suivante témoigne d'enregistrements sédimentaires plus fins et organiques. À la base, on retrouve une couche de sables gris (faciès Sm) recouverte de limons organiques (Faciès Fm). Ces derniers ont été déposés par décantation au sein d'un environnement de zone humide tel que le lac ou des mares annexes. Une datation (2956-2181 cal. BP ; 997-233 cal. BC) indique la mise en place de ces sédiments au cours de la période **HR2C**.

Au dessus, la sédimentation est relativement proche, marquée par des dépôts de nature limono-sableuse avec quelques passées plus fines. Elle est datée au sommet de 1172-931 cal. BP (778-1019 cal. AD) indiquant une sédimentation relativement rapide au cours de **HT3**. Ils témoignent d'un environnement de dépôt calme tel que les marges d'une zone humide qui sont soumises à des inondations de faibles énergies (faciès Fsm, groupe G). D'ailleurs ces dépôts sont imprégnés de taches ocre-rouille indiquant un milieu oxydant. On observe cependant à certains endroits (C3, C4 et S18) une passée sableuse indiquant un retour vers des dynamiques fluviales. Elle est datée à C3 de 1313-1148 cal. BP (640-800 cal. AD). Le faciès sédimentaire ainsi que la taille du matériel (Sp et groupe C) témoignent d'un transport au sein d'un chenal par suspension.

La sous-unité suivante indique le développement de conditions lacustro-palustres pour l'ensemble du secteur de Goundaka. Elle correspond à des limons organiques issus d'un dépôt par décantation (Faciès Fm et groupe G). Ces dépôts sont datés pour C5 à 428-4 cal. BP (1524-1950 cal. AD) (**HT6**). Ils sont aussi entrecoupés par des dépôts sableux (Sp) suggérant la présence d'un chenal divaguant au sein de cette zone lacustre.

Enfin, au sommet du remplissage sédimentaire, on observe une alternance de dépôts sablo-limoneux de plaine d'inondation (Fl) qui sont issus du débordement du Yamé et de ses affluents lors des épisodes de crues contemporains (**HT7**).

Ainsi, depuis au moins les deux derniers millénaires, le secteur de Goundaka est caractéristique d'une sédimentation qui oscille entre des séquences alluviales ou lacustro-palustres. On observe le même scénario pour le tronçon de Bandiougou (Fig.5.17). En effet, deux carottages effectués lors de la saison sèche dans la zone inondable du lac et relié au C4 de Goundaka ont permis de montrer l'évolution de l'extension du lac et sa relation avec les affluents venant du nord et le Yamé. Deux datations ont été réalisées à partir d'un charbon et d'un échantillon de sédiments organiques ainsi que quatre analyses phytolithiques.

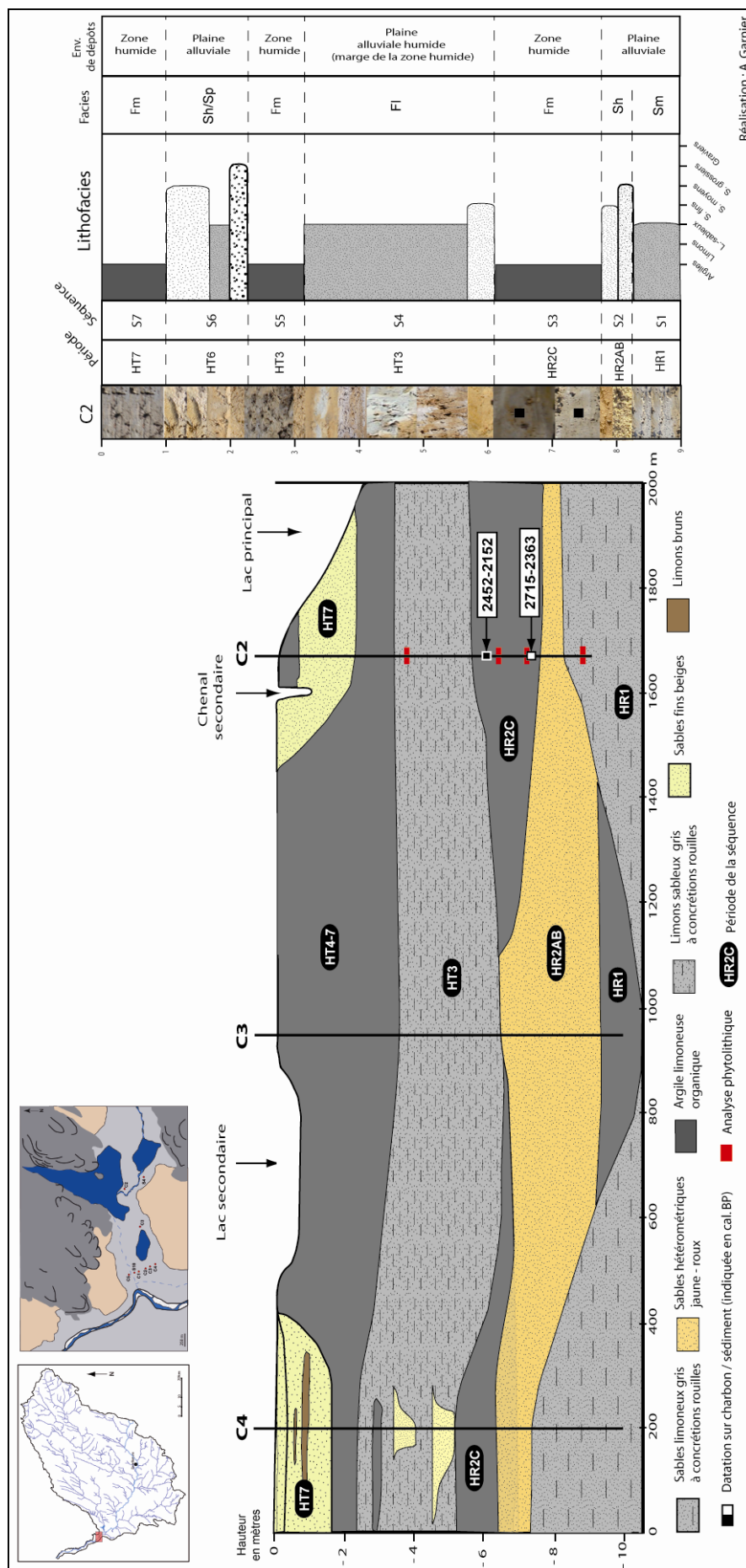


Figure 5.27: Transect du remplissage sédimentaire du tronçon de Bandiougou

À la base, on retrouve les mêmes sédiments sablo-limoneux gris que ceux observés à Goundaka (Faciès Fl). Ils témoignent d'une vaste plaine d'inondation submergée par des écoulements faibles. Ils sont observés au carottage C3 avec une séquence plus fine d'argile limoneuse qui témoigne de la présence d'une zone humide vraisemblablement au cours de l'Holocène récent 2. Au dessus, ont été enregistrés pour l'ensemble des carottages, des sables jaune-roux fluides observés aussi à Goundaka. Ces sables de faciès Sm et associés au groupe F de l'image CM suggèrent un mode de dépôt par suspension uniforme en mode calme. Ainsi, on peut supposer qu'ils aient été déposés lors de débordements au sein de cette vaste plaine alluviale (*floodout*) par un écoulement fluvial marqué par une énergie calme. À Goundaka, ces mêmes sédiments avaient été datés de HT1. Cependant, on peut estimer qu'ils aient été mis en place auparavant car, au-dessus, on a pu identifier, à l'est du transect, une séquence argileuse organique (Fm) qui contient deux datations situées à la marge entre HR2C et HT1 (2715-2363 cal. BP et 2452-2152 cal. BP). Elle indique la présence d'une zone humide au cours de cette période.

La sous-unité suivante, épaisse de 3 mètres au niveau de la surface actuelle du lac (C2 et C3) est composée de sables fins gris. Ces derniers avaient aussi été observés pour certains carottages de Goundaka. Ils avaient été associés à la période HT2. Ils correspondent à des sables massifs (Sm) transportés par débordement puis déposés dans la plaine alluviale par gravité lors de l'atténuation de l'écoulement en milieu calme. Ils n'ont pas été observés au sud-ouest du tronçon au C4.

Ils sont ensuite surmontés par une séquence argileuse organique plus ou moins épaisse selon la localisation des carottages. En effet, alors qu'elle n'atteint qu'un mètre à l'est et à l'ouest du transect, elle se développe sur cinq mètres au centre du transect (C3). Cette séquence est attribuée à la sous-unité HT3. La sédimentation fine et organique (Fm) indique le développement d'une zone humide permanente depuis cette période. En revanche, à l'ouest, près de l'actuel Yamé, la sédimentation a beaucoup varié indiquant des dynamiques hydro-sédimentaires différentes selon les périodes. Une séquence de sables limoneux gris (Fl), épaisse de 3 mètres, est entrecoupée de lamines détritiques (Sp) caractéristiques d'un dépôt au sein du chenal au cours d'épisodes de crues et de lentilles argileuses organiques (Fm) qui suggèrent la présence de zones humides au sein de la plaine alluviale. Elles peuvent résulter de la sédimentation au sein de simples mares résiduelles ou bien d'une extension du lac de Bandiougou à certaines périodes. Cette séquence a été apparentée à la période HT3 à Goundaka. Toujours à l'ouest, on observe pour le dernier mètre, une séquence qui correspond à la mise en place du système actuel avec des dépôts sableux de débordement du Yamé depuis les derniers siècles (HT6-HT7). En revanche, à l'ouest, proche de l'actuel lac, au cours de HT6, les sédiments enregistrés ont une origine fluviale puisqu'ils correspondent à des sables moyens à grossiers beiges (Sl/Sh). Ils sont issus soit de la très basse terrasse soit du chenal de l'affluent, aujourd'hui localisé à seulement quelques mètres du carottage C2. En revanche, au sommet, on observe des dépôts lacustres (Fm) contemporains.

5.3.1.2. Baïma

Un transect du remplissage alluvial sur près d'un kilomètre de largeur a été effectué au travers de trois sondages à la tarière (S16, S17 et S15) et de trois carottages (C1, C2, C3) (fig.5.28). Ils ont ainsi permis de reconstituer l'architecture du remplissage alluvial sur 10 mètres de profondeur. Au total, cinq datations ont été réalisées à partir de charbons et de sédiments prélevés dans les différentes séquences. Elles indiquent un remplissage relativement récent puisque la date la plus ancienne est de 2716-2357 cal. BP (760-410 cal. BC) et se situe à 8 m de profondeur. Cinq séquences ont pu être identifiées (HR2C, HT1, HT2-HT6, HT7). Au total, 22 échantillons ont fait l'objet d'une analyse granulométrique et 7 d'une étude des phytolithes.

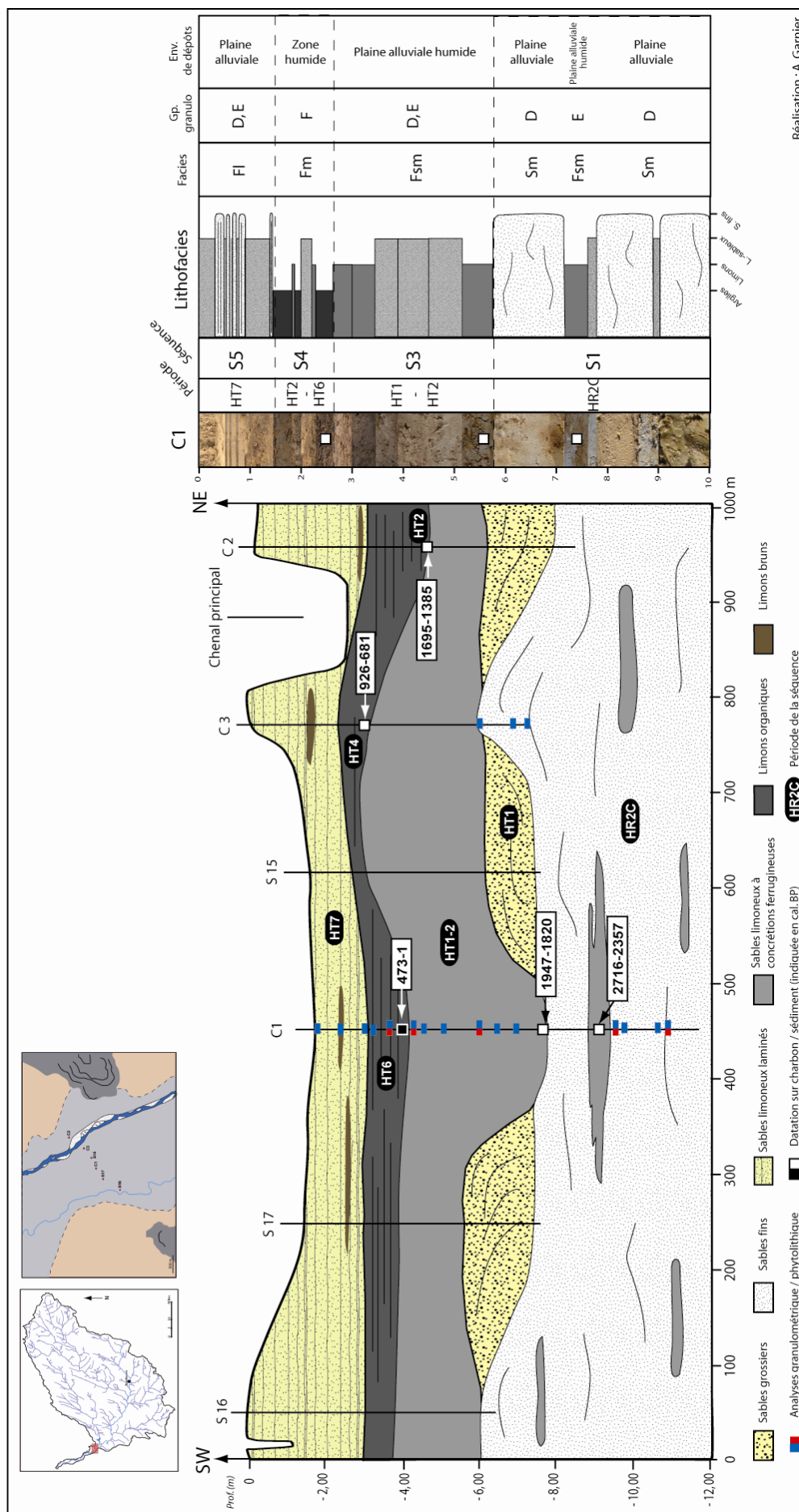


Figure 5.28 : Transect du remplissage sédimentaire du tronçon de Baima

À Baïma, la sédimentation est relativement proche de celle observée aux tronçons de Goundaka et de Bandiougou. En effet, les dépôts sont fins et témoignent de conditions hydrologiques peu énergiques. À la base, le carottage C1 de 10 mètres de profondeur a permis de mettre en évidence une séquence épaisse de plus de 4 m de sables fins blanchâtres fluides (Sm). Ils sont entrecoupés de lentilles plus fines de sables limoneux gris à concrétions rouille (Fsm). Ces deux types de dépôts témoignent d'environnements différents comme le souligne l'image CM. En effet, les sédiments sableux correspondent à des dépôts transportés par suspension lors du débordement des eaux du Yamé au sein de la plaine alluviale puis déposés par gravité lors de l'atténuation du flux (groupe D). En revanche, les dépôts sableux limoneux indiquent la présence de mares au sein de cette plaine alluviale et d'un dépôt par décantation (groupe E). Cependant, les nombreuses tâches et concrétions ferrugineuses observées dans ces sédiments témoignent de l'oxygénation du sol suite à l'évaporation de ces mares. Un échantillon a été prélevé dans une de ces lentilles plus fines, ce qui a permis de dater cette séquence à 2716-2357 cal. BP (760-410 cal. BC) soit une corrélation avec la sous-unité **HR2C**.

Au-dessus, on a pu observer pour certains carottages et sondages (S17, S15 et C2), une séquence détritique de sables grossiers jaunes (faciès Sp). Ils suggèrent le développement d'un chenal à méandres divaguant au sein de cette vaste plaine d'inondation au cours de **HT1**.

Ces deux séquences sableuses sont surmontées d'une sédimentation limoneuse à concrétions ferrugineuses épaisse de 2 à 3 mètres. Le faciès de type Fsm ainsi que la granularité des sédiments (groupe D et E) suggèrent une mise en place de ces dépôts par des dynamiques faibles telles que la suspension uniforme et la décantation. Ainsi, ils indiquent un milieu saturé en eau une partie de l'année et marqué par un assèchement au regard des marques importantes d'oxydation observées dans les sédiments. Cette séquence est datée à la base de 1947-1820 cal. BP (10-130 cal. AD). Cependant, une date est disponible aussi à la base de la séquence supérieure qui indique 1695-1418 cal. BP (255-532 cal. AD). Ces dépôts se sont donc mis en place au cours de la période **HT2**. Ainsi, pour cette période, le taux de sédimentation est relativement élevé.

Ensuite, un système de plus faible énergie caractérisé par le développement de zones humides à sédimentation fine et organique (faciès Fm) est enregistré pour la période de **HT3-HT6**. Ces dépôts de limons organiques sont regroupés au sein du groupe G indiquant un dépôt par décantation dans des eaux calmes et profondes. Cependant, quelques passées de limons sableux ont été observés au sein de cette séquence. Ils suggèrent une diminution temporaire de la surface de la zone humide et le développement d'une plaine alluviale humide (Fsm, groupe F). Cette séquence comporte trois datations qui indiquent une mise en place au cours de **HT3-HT6**.

L'ensemble est recouvert par une séquence, épaisse de 1 à 3 m près des chenaux, constituée de dépôts de débordement avec des limons sableux bruns et des passées plus fines et organiques. Elle correspond au remplissage sédimentaire contemporain (**HT7**) marqué par des débordements du Yamé et le développement de quelques mares temporaires au sein de la plaine alluviale (Faciès Fl et groupe D et E).

5.3.1.3. Samoloye

Ce tronçon est localisé 15 km à l'aval de Baïma. L'architecture du remplissage alluvial a été établie grâce à la réalisation de quatre sondages (S1, S3, S4 et S5) et de deux carottages (C2 et C3) (Fig.5.29). Cinq séquences principales ont pu être identifiées. Malheureusement, en raison de la pauvreté en matière organique des échantillons, seule une datation a été obtenue. Cependant, 21 analyses granulométriques et le contenu phytolithique de 6 échantillons ont été réalisés.

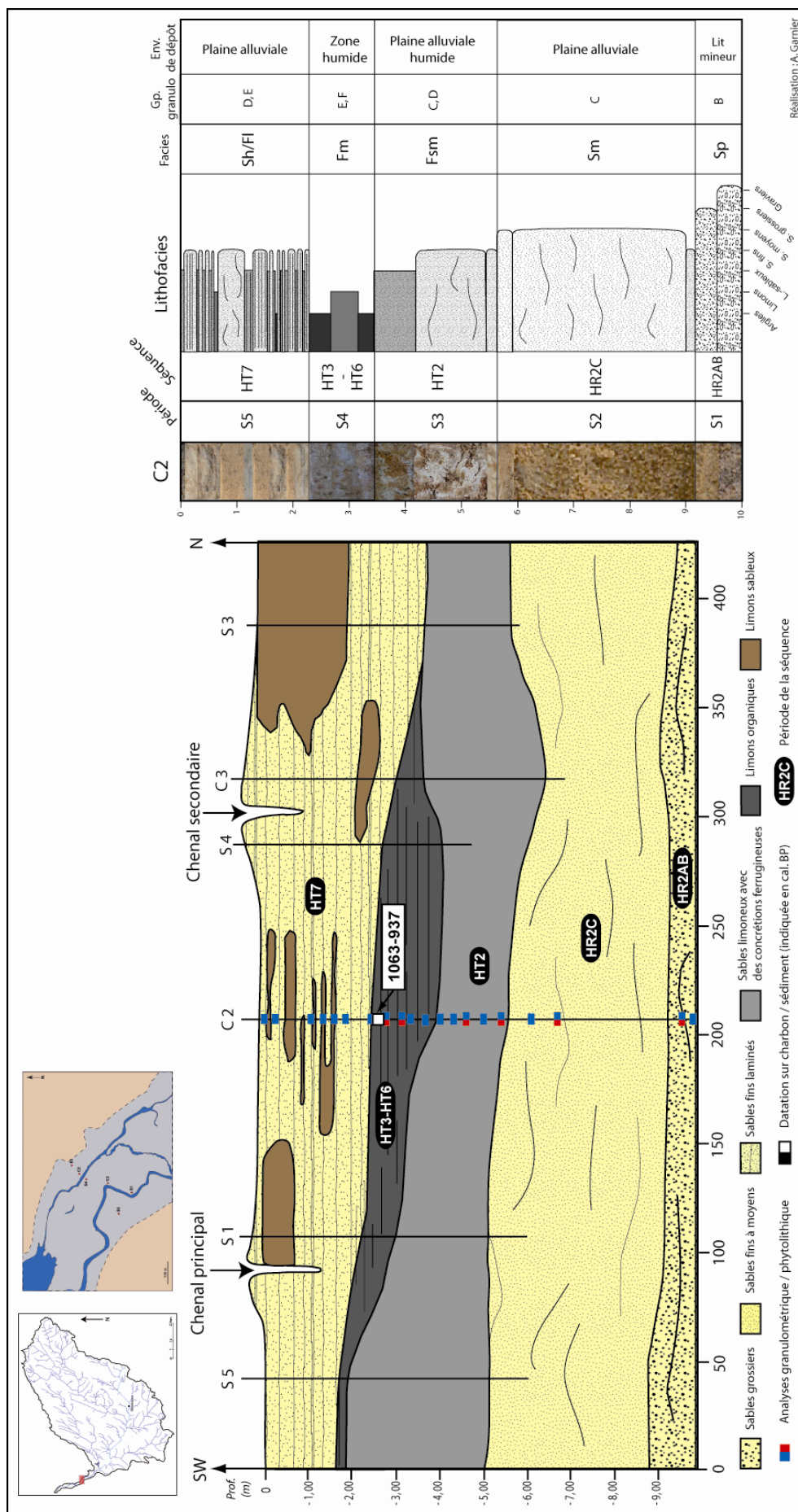


Figure 5.29 : Transect du remplissage sédimentaire du tronçon de Samoloye

Mis à part les deux séquences détritiques situées à la base du remplissage, la sédimentation est aussi proche de celle observée pour les autres tronçons de la basse vallée. En effet, pour le premier mètre du remplissage à partir de la base, on a pu observer des sables grossiers ocre caractéristiques d'une sédimentation au sein du chenal (Sp) et avec une granularité qui suggère un mode de transport par saltation et suspension lors des épisodes de crues (Groupe B). Cette séquence peut être attribuée à la période **HR1** puisqu'elle n'a pas été observée dans la sédimentation de Baïma. En effet, au-dessus on retrouve la même séquence de sables fins à moyens fluides qui avait été datée de **HR2C** à Baïma. Elle indique encore une fois un épandage du Yamé au sein d'une vaste plaine alluviale (*floodout*). Cependant, malgré un faciès similaire (Sm), les dépôts sont plus grossiers (groupe C).

De même, la séquence supérieure est aussi identique à celle observée à Baïma. Elle correspond à des sables limoneux contenant de nombreuses concrétions ferrugineuses indiquant une fluctuation du niveau d'eau (Faciès Fsm). Les échantillons de cette séquence, épaisse de 2 à 4 mètres, sont regroupés au sein des groupes C et D pour l'image CM. Au regard des informations issues du transect de Baïma, il est possible d'établir la période du développement de cette sédimentation de plaine alluviale humide au cours de **HT2**.

La séquence suivante est composée de limons organiques (Faciès Fm). Datés de 1063-937 cal. BP, ils témoignent d'une sédimentation par décantation au sein d'une zone humide (groupe E et F). Cependant, on observe qu'elle n'a pas été enregistrée pour le sondage S3, localisé au nord du tronçon. Cela indique que cette zone humide n'occupait pas l'ensemble de la vallée du Yamé au cours de **HT3-HT6**.

Au sommet du remplissage, on observe un mode de sédimentation contemporain marqué par des dépôts de débordement sableux, déposés lors des épisodes de crues. Quelques lentilles de limons bruns s'intercalent. Ils correspondent au développement de petites mares temporaires au sein de la plaine alluviale.

5.3.2. Interprétation : les étapes de l'évolution du système fluvial de la basse vallée

Dans la basse vallée, la reconstitution spatio-temporelle de l'évolution du système fluvial est relativement précise grâce à la réalisation de quatre transects représentant au total huit sondages et treize carottages. Six étapes principales peuvent être distinguées (Fig.5.30).

À la base de la sédimentation, des dépôts sableux associés à la période **HR2AB** ont été observés suggérant le développement d'un système fluvial à méandres avec une énergie relativement forte. Lors de la période suivante (**HR2C**) se met en place un système plus calme avec l'identification de dépôts de plaine alluviale humide et de quelques mares pour les tronçons de la vallée du Yamé, à Baïma et Samoloye. En revanche, des dépôts lacustres observés à Goundaka et Bandiougou suggèrent pour cette zone l'expansion du lac pour cette période.

La période **HT1** est marquée par un hiatus sédimentaire à Goundaka ainsi qu'à Samoloye. À Baïma, on observe une nette incision dans les dépôts antérieurs et des dépôts de chenaux partiellement conservés. Cette incision peut être le résultat d'une phase particulièrement aride et non d'un manque de sédiments au sein du bassin versant. À Bandiougou, des dépôts datés de HT1 semblent avoir été piégés. Ils correspondent à des sédiments fins sableux mis en place par débordements au sein d'une vaste plaine alluviale humide. Ainsi, en comparaison avec la période précédente, ils témoignent d'une diminution des apports liquides avec la disparition de la zone humide.

Suite à cette phase de crise hydrologique, les dépôts indiquent un retour vers un système fluvial à méandres. La sédimentation importante au cours de **HT2-HT3** est le reflet de crues débordantes fréquentes au sein d'une plaine alluviale humide. Le lac est en expansion par rapport à la période

précédente. Cette expansion concerne l'ensemble de la vallée pour les périodes suivantes (**HT4-HT6**) puisque des dépôts de zone humide ont été observés pour l'ensemble des tronçons étudiés. Enfin, la dernière phase de changement du système fluvial est relativement récente puisqu'elle concerne les dernières décennies (HT7). On observe le développement du système fluvial contemporain à savoir un système fluvial à chenaux multiples dans la vallée du Yamé et une diminution de la superficie du lac qui n'occupe plus que le tronçon de Bandiougou désormais.

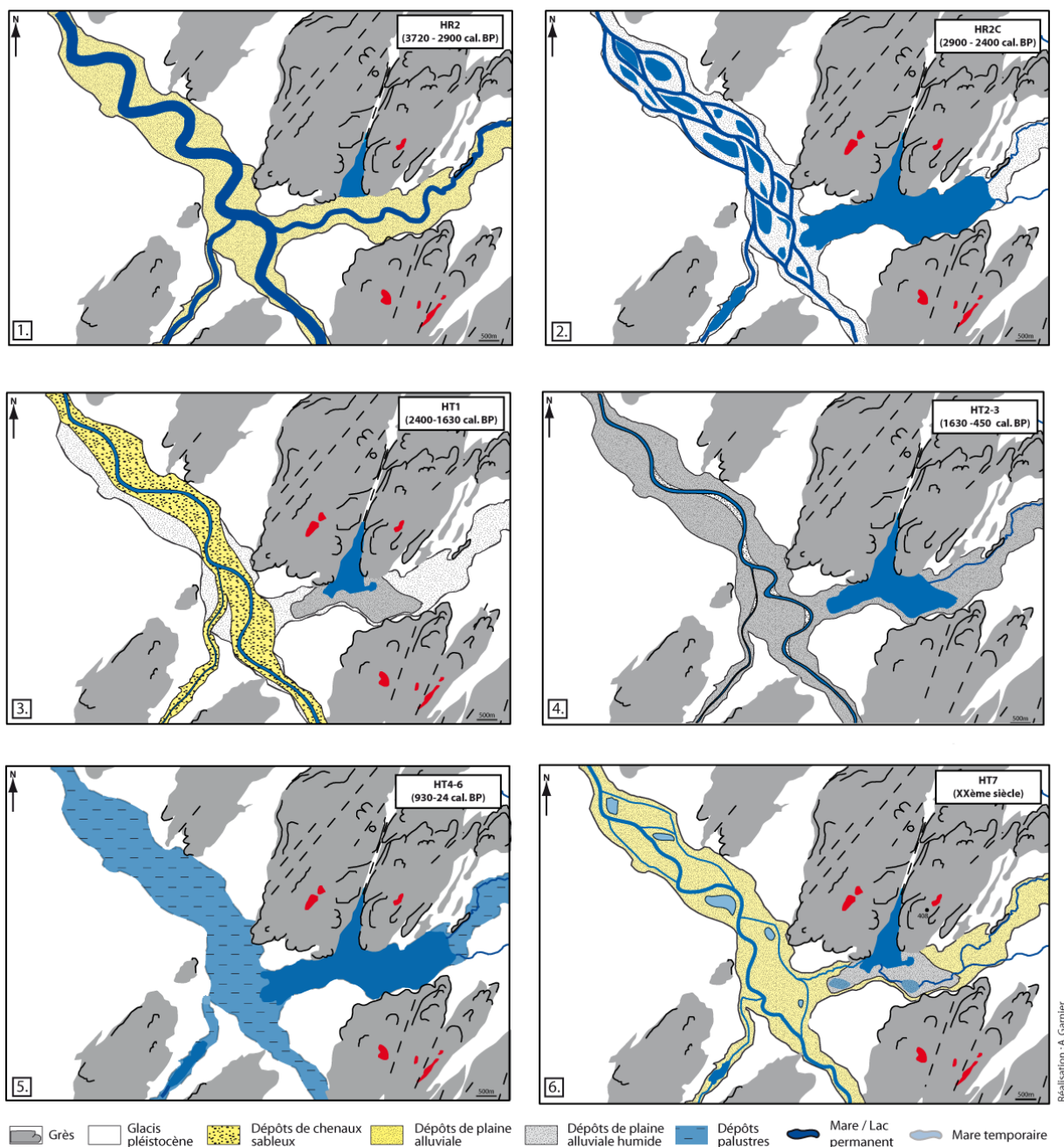


Figure 5.30 : Représentation synthétique de l'évolution hydro-sédimentaire de la basse vallée du Yamé au cours de l'Holocène

5.4. Le Delta intérieur du Niger

5.4.1. Description chrono-stratigraphique des archives sédimentaires

Un dernier tronçon a fait l'objet d'investigations à l'aval de la vallée du Yamé, dans un secteur soumis à l'influence à la fois des crues du Niger et du Yamé (voir chapitre 4). En effet, cinq carottages (C1, C2, C3, C4, C5) et une coupe (CP 19) ont été réalisés dans le tronçon de Sampara, localisé dans le Delta intérieur du Niger, à seulement quelques kilomètres en amont de la confluence du Yamé avec le fleuve Niger (Fig.5.20). Quatre datations obtenues à partir de charbons ou de sédiments ont permis d'établir la chronostratigraphie du remplissage sédimentaire à Sampara et d'identifier notamment cinq séquences avec une dynamique hydro-sédimentaire particulière (HR1A, HR1B, HR2, HT3-HT7). Au total, 19 échantillons ont fait l'objet d'une analyse granulométrique (Fig.5.21) et 12 d'une analyse phytolithique.

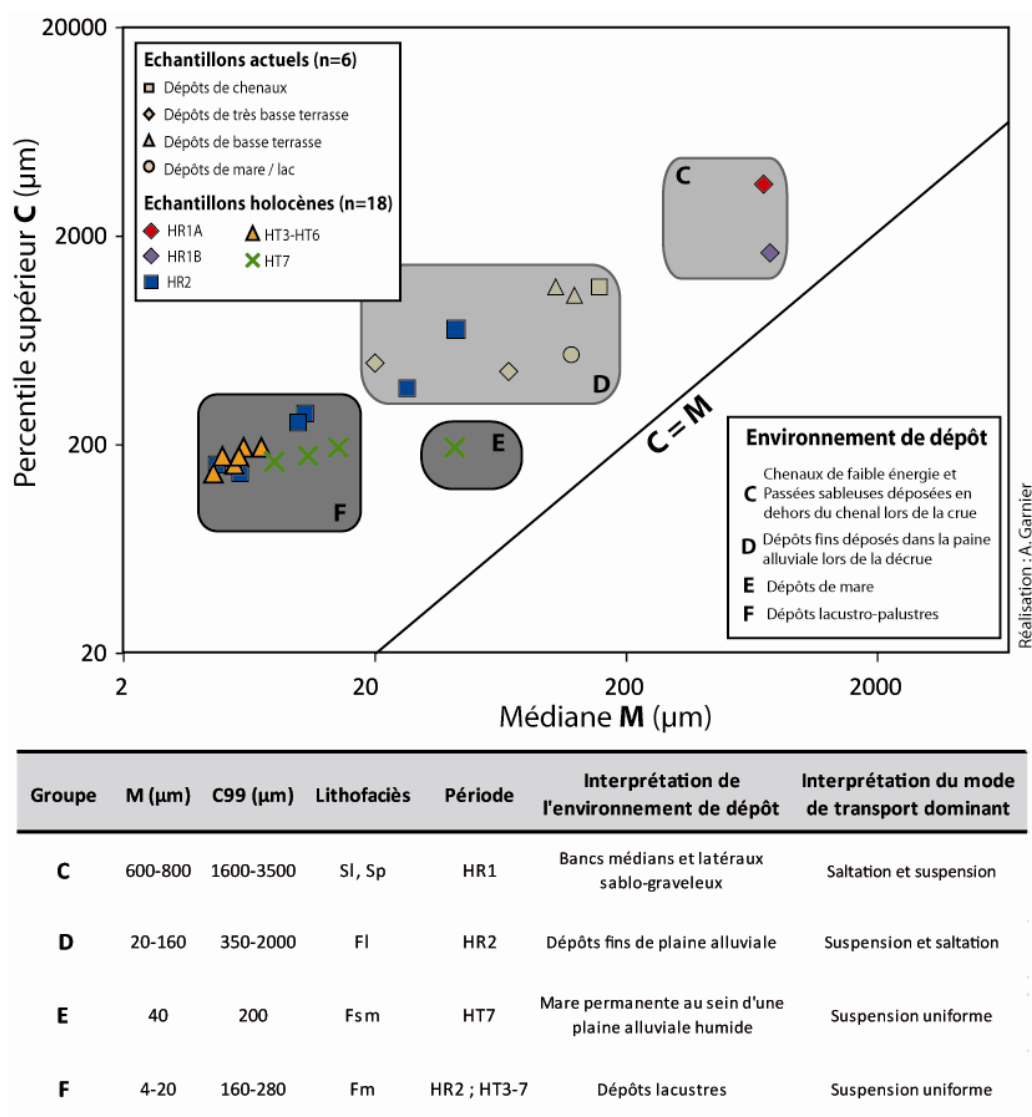


Figure 5.31 : Image CM des dépôts de Sampara

Lors des carottages, nous avons été limités en profondeur en raison de la présence de la latérite à la base du remplissage sédimentaire. Cette cuirasse latéritique, fortement indurée, a été observée à maintes reprises, affleurante à la surface du sol dans le Delta intérieur du Niger par J. Gallais (1967) et R. Bertrand (1974). Les investigations qui ont été menées à Sampara indiquent qu'elle se situe à 6-8 m de profondeur. Elle est par des dynamiques tractives en saltation et suspension au sein du chenal.

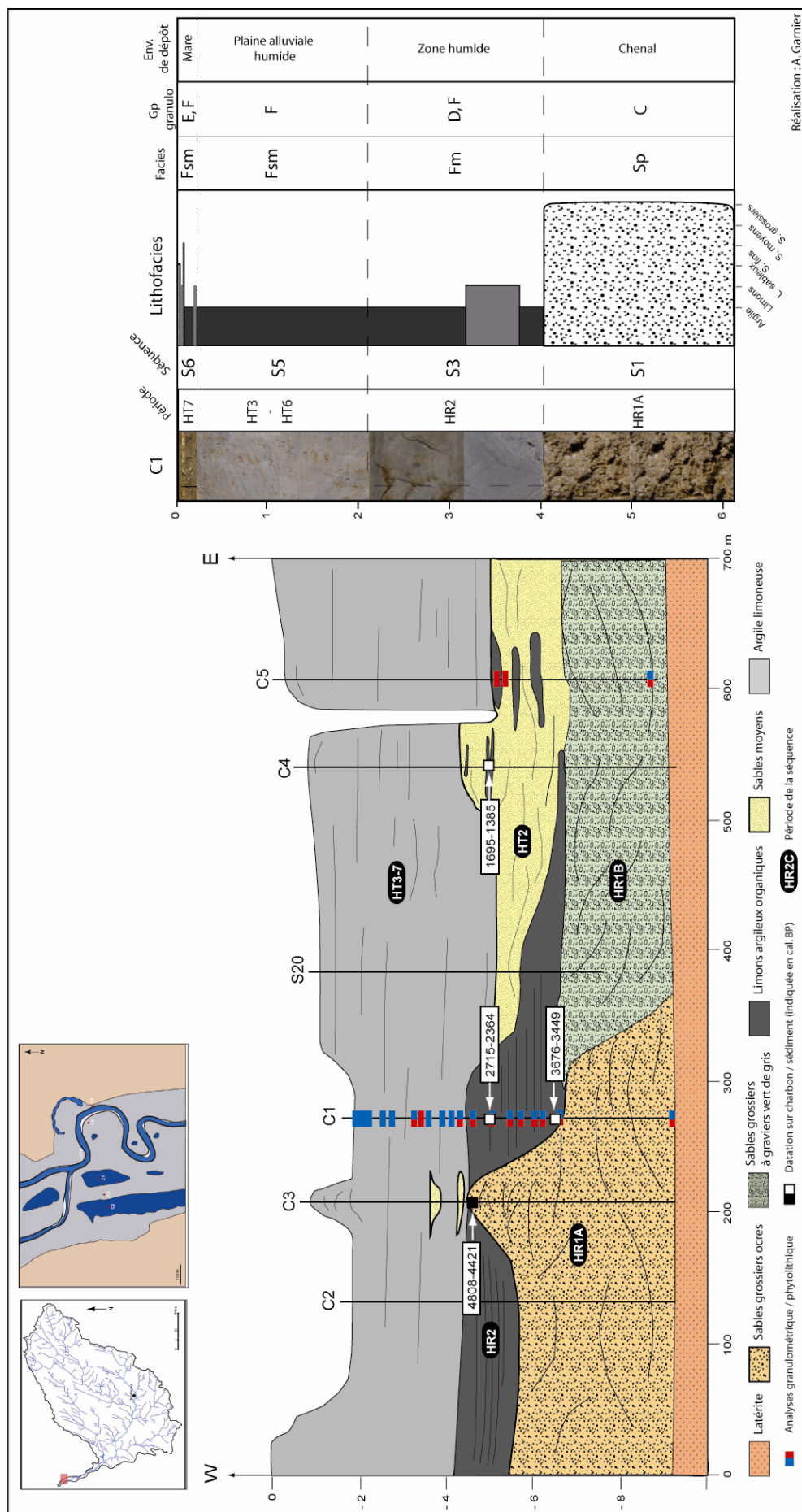


Figure 5.32 : Transect du remplissage sédimentaire du tronçon de Sampara

Ces dépôts grossiers n'ont pas été identifiés à l'est du transect en raison d'une profonde incision. En effet, le contact avec la séquence suivante est clairement érosif. Le chenal qui s'est mis en place au cours de **HR1B** (4650-4000 cal. BP ; 2700-2000 cal. BC) est moins large mais la structure indique une dynamique fluviale plus énergique puisque des galets de taille centimétrique au sein d'une matrice sablo-limoneuse ont été observés dans cette séquence, notamment à la base. Ces dépôts, épais de 2 m environ, témoignent d'écoulements importants mais de courte durée qui ne permettent pas le lessivage. Ils sont surmontés par deux séquences détritiques. La plus ancienne, épaisse de 4 m, est localisée à l'ouest du transect. Datée au sommet de 4808-4421 cal. BP (2857-2471 cal. BC) (**HR1A**), elle correspond à des sables grossiers ocre relativement homométriques avec une structure entrecroisée (faciès Sl). Ces sables relativement fluides n'ont pas permis un échantillonnage satisfaisant. Seul un seul échantillon a été prélevé à la base afin de réaliser des analyses en laboratoire. Sur l'image CM, il se situe au sein du groupe C indiquant le transport efficace des éléments plus fins. D'ailleurs quelques lentilles de limons organiques (Faciès Fm) ont été observées témoignant de la mise en place de mares dans le fond de vallée. Enfin, la couleur vert de gris de ces dépôts indique aussi un processus de réduction du fer et un milieu saturé en eau sur une période relativement longue.

Au dessus, on observe une séquence de 1,5 m d'épaisseur caractéristique d'une sédimentation nettement plus fine composée d'argiles limoneuses organiques. Elle correspond à des dépôts de type Gytia. Grâce à la richesse en matière organique diffuse de ces sédiments, cette séquence a été datée à la base de 3676-3449 cal. BP (1691-1500 cal. BC) et au sommet de 2715-2364 cal. BP (766-415 cal. BC). Ces datations nous permettent d'indiquer une mise en place de ces sédiments au cours de **HR2** (3720-2400 cal BP ; 1770-400 cal. BC) avec un taux de sédimentation d'environ 2mm/an. De nombreux échantillons ont été prélevés dans cette séquence. L'analyse granulométrique illustrée par l'image CM indiquent qu'ils sont issus principalement d'une sédimentation par décantation au sein d'une vaste zone palustre (groupe G). On observe néanmoins deux échantillons qui se situent au sein du groupe E indiquant un passage avec des dépôts issus de processus de transport par des courants tractifs de faible énergie. Cependant le faciès sédimentaire est identique marqué par une abondance de la matière organique et l'absence de traces d'oxydation indiquant un environnement de dépôt caractéristique de milieux saturés en eau tout au long de l'année.

Le contact avec la séquence suivante est clairement érosif. Cette phase d'incision peut être attribuée au début de l'Holocène terminal (**HT1**). Ensuite, une séquence détritique épaisse de 1,5 m s'est développée à l'est du transect. Elle correspond à des sables moyens jaunes à structure planaire (faciès Sp) entrecoupés de lentilles de limons organiques (faciès Fm). Un charbon a été daté de 1695-1385 cal. BP (255-532 cal. AD) suggérant une mise en place de ces sédiments au cours de **HT2**. Le faciès sédimentaire de ces dépôts témoigne d'un retour à une dynamique fluviale avec des dépôts de chenaux de faible énergie et la présence de mares dans le fond de vallée.

Enfin, la dernière séquence épaisse de 4 m est composée de sédiments argileux-limoneux gris clair avec de nombreuses tâches d'oxydation (faciès Fsm). L'analyse granulométrique de 6 échantillons témoigne de dépôts homogènes. En effet, sur l'image CM, ils sont regroupés au sein du groupe G qui indique un mode de dépôt par décantation au sein d'un milieu saturé en eau. Ainsi, de par leur granulométrie, ils semblent assez proches des dépôts de HR2 mais ce qui les distingue est leur faciès. En effet, ces dépôts contiennent moins de matière organique et de nombreuses tâches d'oxydation qui indiquent que ce milieu s'assèche au cours de l'année. Ainsi, ces dépôts qui se sont mis en place depuis la moitié du 2^e millénaire de notre ère sont proches du système hydro-sédimentaire que connaît actuellement le Yamé à l'aval de la vallée à savoir, l'ensemble de la plaine alluviale qui est submergée par des courants lents au cours de la crue du Yamé et du Niger et qui va rester en eau pendant plusieurs mois. Ainsi, les sédiments sont déposés par décantation au

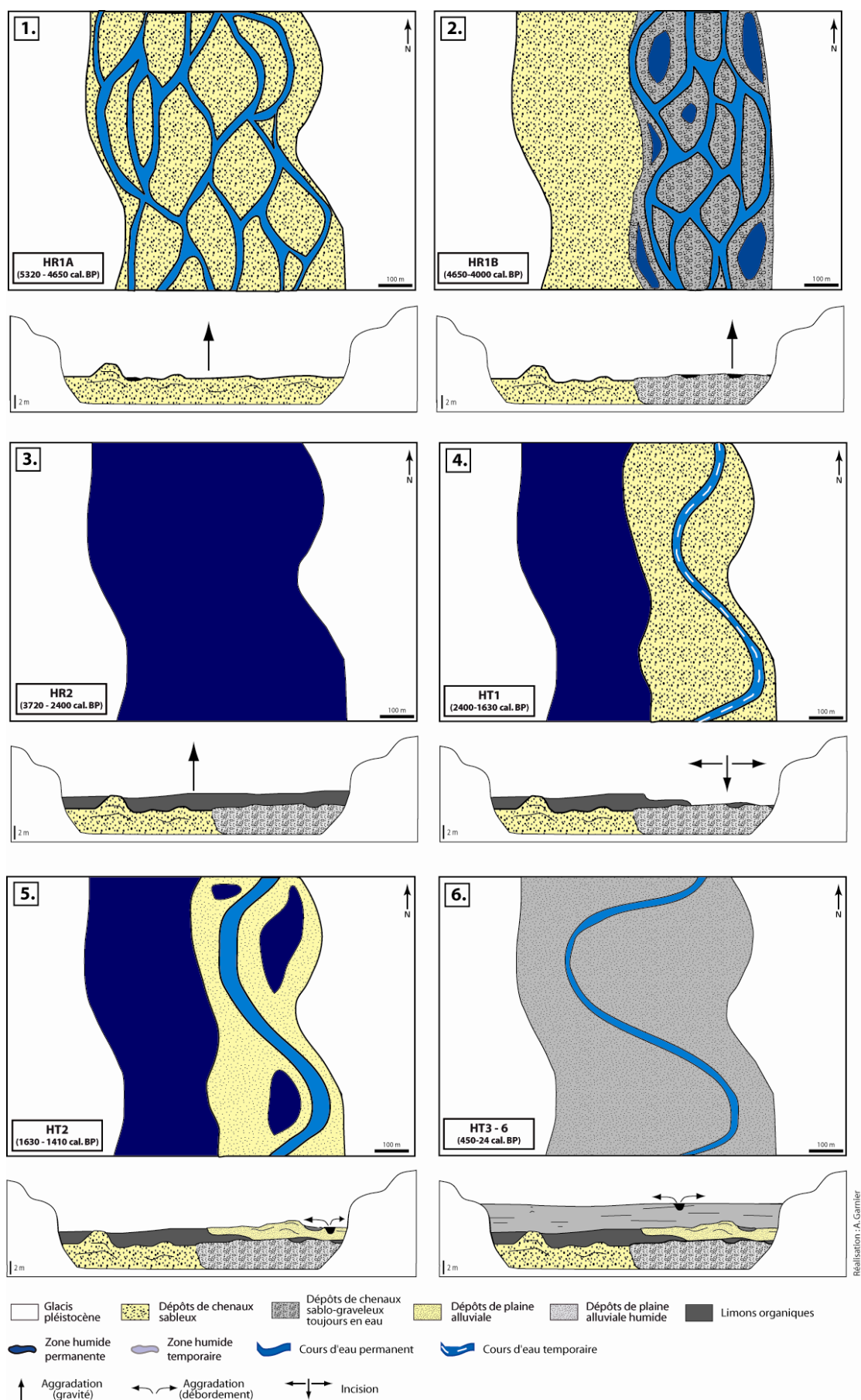


Figure 5.33 : Représentation synthétique de l'évolution hydro-sédimentaire de la vallée du Yamé à Sampara au cours de l'Holocène

cours de cette période. Cependant, à la fin de la saison humide, cette vaste plaine alluviale humide s'assèche provoquant une oxygénation des sédiments et l'apparition de tâches rouille. Enfin, les derniers centimètres correspondent à la période HT7 qui sont caractéristiques d'une sédimentation alternée entre des dépôts de mares et des dépôts sablo-limoneux apportés lors de la période de crue au sein de ces dépressions (Faciès Fl).

5.4.2. Interprétation : les étapes de l'évolution du système fluvial à Sampara

De même que pour la basse terrasse, six étapes principales peuvent être identifiées dans l'évolution du système fluvial à l'aval de la vallée du Yamé, à Sampara (Fig.5.33).

La base de la sédimentation qui repose sur la latérite est attribuée à la période **HR1A**. Ces dépôts sableux de chenaux reflètent un système fluvial relativement énergétique et la mise en place d'une large bande active. Lors de la période suivante (**HR1B**), la modification des flux liquides et sédimentaires aboutit dans un premier temps à l'incision du chenal dans les dépôts antérieurs. Cette crise hydrologique résulte d'une augmentation des débits liquides. Ensuite, la sédimentation grossière qui se met en place est caractéristique de chenaux divaguants au sein d'une bande active constituée de bancs sablo-graveleux et de mares permanentes. Au-dessus, la sédimentation, datée de la période **HR2** (3700-2400 cal. BP), marque un nouveau tournant dans l'évolution du système fluvial avec le développement d'une sédimentation argilo-limoneuse organique indiquant la mise en place d'une zone humide permanente pendant plus d'un millénaire (3700-2400 cal. BP). Ces dépôts palustres sont en partie purgés lors de la période suivante (**HT1**) suite à l'incision d'un chenal lors d'une crise hydrologique relativement brutale. Ensuite, une sédimentation sableuse datée de **HT2** reflète la mise en place d'un chenal méandrique où se développent quelques mares permanentes. Depuis plus d'un millénaire, la sédimentation observée (**HT3-HT7**) suggère le développement d'une vaste plaine alluviale marécageuse.

Conclusion

Les résultats issus de ces travaux de terrain et de laboratoire permettent de proposer un modèle d'évolution des dynamiques hydro-sédimentaires de la vallée du Yamé. Trois sections indiquent un fonctionnement hydrosédimentaire distinct.

À l'amont, dans la zone de production des sédiments, le remplissage sédimentaire est caractérisé par un emboîtement des différentes séquences sédimentaires qui sont attribuables au Pléistocène récent et à l'Holocène comme le montre les travaux d'Ounjougou (Lespez *et al.*, 2011).

Dans la section moyenne de la vallée du Yamé qui correspond à la zone de transfert des sédiments, le remplissage du fond de vallée est essentiellement colluvio-alluvial. En revanche, les sédiments alluviaux qui caractérisent les méandres du Yamé dans cette section présentent une superposition de séquences alluviales différenciées datant du 3^e millénaire avant notre ère jusqu'à aujourd'hui.

Dans la zone de sédimentation, qui correspond aux 40 km à l'aval de la vallée, les archives sédimentaires correspondent à un remblaiement alluvial marqué par la superposition de séquences sédimentaires successives datant du 3^e millénaire avant notre ère pour Sampara jusqu'à aujourd'hui.

Ainsi, les systèmes de remplissage sédimentaire apparaissent variés. Parallèlement, il est possible de mettre en évidence une forte variabilité spatiale et temporelle de la sédimentation du fond de vallée. Elle témoigne d'ajustements en réponse à une modification des variables climatiques et / ou anthropiques qui interviennent à une échelle interne et/ou externe au bassin versant.



L'enregistrement des phytolithes dans les archives sédimentaires de la vallée du Yamé

Chapitre 6 : L'enregistrement des phytolithes dans les échantillons modernes : première approche taphonomique.	225
Chapitre 7 : L'enregistrement des phytolithes dans les dépôts holocènes de la vallée du Yamé	277

L'enregistrement des phytolithes dans les échantillons modernes : première approche taphonomique

Introduction

Dans toute étude paléoenvironnementale utilisant des indicateurs biologiques fossilisés, une approche contemporaine de leur enregistrement dans les sédiments est une étape nécessaire afin de calibrer leur signal dans les archives sédimentaires et d'en améliorer l'interprétation. L'utilisation des phytolithes comme indicateur des dynamiques de végétation est assez récente et peu d'études ont encore été menées dans des milieux bioclimatiques et dans des environnements sédimentaires différents. Le dépôt des phytolithes s'effectue soit de manière directe (relation sol-végétation) ou à l'aide d'un relais de processus : eau, vent, dépôts colluviaux etc.... Si le dépôt direct est aujourd'hui relativement bien compris dans les environnements actuels, l'enregistrement des phytolithes dans les formations « allochtones » tels que les sédiments fluviatiles ou encore les dépôts dits « subautochtones » comme les formations de versants a encore été mal étudié. L'étude des phytolithes contemporains enregistrés dans différents milieux de sédimentation permet de questionner l'origine de ces phytolithes et d'améliorer leur interprétation.

L'intérêt d'étudier les échantillons contemporains de sols et de sédiments est double. Le premier est d'ordre **taphonomique** puisque qu'il s'agit de déterminer les processus de transport, de dépôt et de conservation qui interviennent dans la préservation des phytolithes. L'objectif final est de pouvoir déterminer l'origine spatiale des phytolithes enregistrés dans les différents types de milieux pédologiques et sédimentaires. Le deuxième est d'ordre **taxonomique** et a pour objectif de déterminer de quel type de végétation et d'habitats spécifiques les phytolithes sont représentatifs.

Afin d'optimiser cette analyse, nous avons choisi d'étudier des milieux enregistreurs variés dans deux environnements bioclimatiques distincts. Les sédiments prélevés sont ainsi soumis à des modes de transport et de sédimentation différents mais qui sont aussi significatifs de type de couvert végétal variés.

6.1. Matériel et démarche

6.1.1. À l'échelle locale : échantillonner des unités géomorphologiques et paysagères variées

6.1.1.1. Choix des unités échantillonnées

La majeure partie des échantillons holocènes proviennent de sédiments alluviaux, nous avons ainsi privilégié le prélèvement d'échantillons dans des environnements fluviaux contemporains et sur leurs marges. Afin de comprendre l'origine des phytolithes contenus dans les échantillons de surface prélevés dans différents habitats au sein d'un même tronçon fluvial (quelques km²), nous avons mené conjointement une étude géomorphologique et paléoécologique. À l'échelle locale, les phytolithes permettent-ils de différencier la couverture végétale d'un champ, d'une forêt galerie, d'un sol cuirassé ou d'un sol de savane ? Pour chacun de ces échantillons nous nous sommes intéressés à leur positionnement au sein du système fluvial. Nous avons donc cherché à déterminer les processus intervenant dans le transport et la mise en place des sédiments prélevés et l'occurrence temporelle à laquelle les espaces étudiés sont soumis au processus d'inondation. Une typologie des formes observées à notre terrain d'étude a été réalisée et cinq unités correspondant à des fonctionnements hydro-sédimentaires distincts ont été reconnues (voir chapitre 4). Elles se distinguent principalement par la topographie qui conditionne la répartition spatiale des dépôts de débordement et l'occurrence temporelle de l'inondation. Les dépôts qui les caractérisent reflètent les processus hydro-sédimentaires présidant à leur mise en place et à leur évolution (granularité des dépôts, modalités de l'alluvionnement, évolution post-dépositionnelle...). Elles correspondent aux formations de glaciais localisées sur les interfluvies (glaciais supérieur et secondaire) et aux formations alluviales de fond de vallée : le glaciais-terrasse, la basse terrasse, la très basse terrasse et le chenal. Ces formations sédimentaires, décrites dans le chapitre 4, ont fait l'objet d'un échantillonnage ainsi que certaines annexes fluviales telles que les mares présentes soit dans le chenal soit sur la très basse terrasse.

6.1.1.2. Corrélation des assemblages phytolithiques avec des données qualitatives et quantitatives

Pour chaque unité géomorphologique, une dizaine de prélèvements (1 cm³) de sol ou de sédiments ont été collectés au hasard sur une surface d'environ 100 m² (10x10 m) puis ensuite mélangés. Le prélèvement de chaque échantillon s'est accompagné d'un relevé de la végétation. Associée à cette démarche qualitative, une étude quantitative de la végétation caractéristique des échantillons prélevés a été réalisée. La caractérisation de la végétation ligneuse s'est révélée la plus appropriée. Sur les images satellitaires, les variations de la taille et de l'organisation spatiale des groupements d'arbres et d'arbustes sont facilement identifiables. Par l'intermédiaire d'un travail de SIG, nous avons réalisé une cartographie de l'organisation spatiale de la végétation ligneuse et établi la densité ligneuse à différentes échelles spatiales. Les principales méthodes utilisées pour la caractérisation du couvert végétal par SIG sont basées sur des images satellites avec des résolutions variables. Les images MODIS ont une résolution spatiale intermédiaires de 500m, celle des images LANDSAT est plus fine avec 30 m alors que les images SPOT permettent d'aller jusqu'à 2,5 m. Cependant, la résolution spatiale de ces images satellites n'est pas assez précise pour pouvoir distinguer avec précision les ligneux. En effet, la taille du pixel doit être suffisamment fine pour distinguer chaque arbre. De plus, avec l'objectif d'affiner le plus possible l'échelle d'analyse des phytolithes, certains échantillons ont été prélevés à moins de 30 m l'un de l'autre et sont pourtant caractéristiques d'une végétation différente. De même, les images MODIS dont la résolution est de 500 m ne permettent pas de distinguer les unités

géomorphologiques et leur végétation associée : savane, forêt galerie, zone humide etc... C'est la raison qui nous a conduit à privilégier l'utilisation des images de Google Earth qui proviennent du satellite Geoeye dont la résolution spatiale est de 50 cm. Les arbres sont facilement identifiables et il est même possible de distinguer le type de ligneux à savoir les grands arbres (*Manguiers*, *Faidherbia albida* ...) des petits arbres et arbustes (*Borassus aethiopum*, *Balanites aegyptiaca*, *Combretaceae*...). Ce travail s'est déroulé en 5 étapes (Fig.6.1).

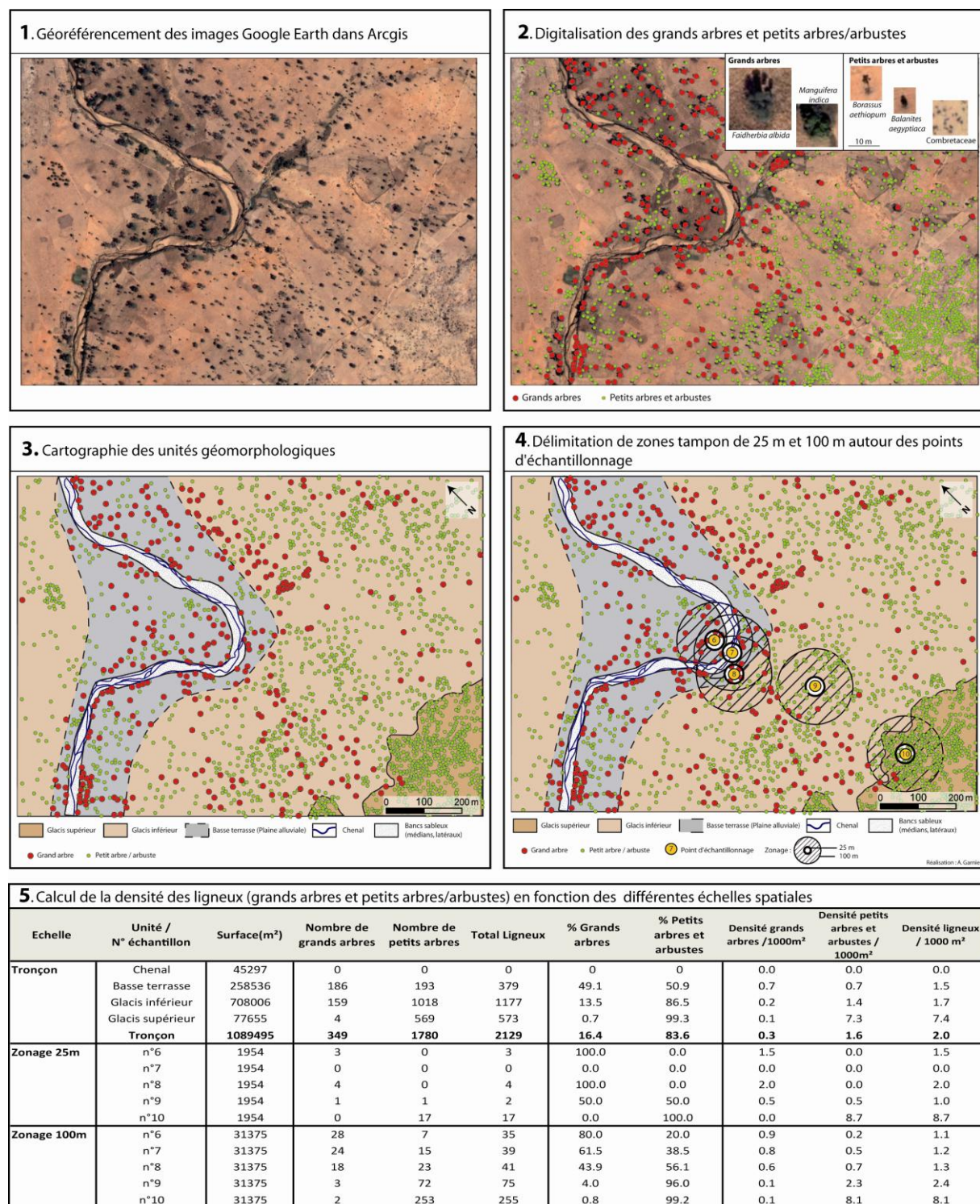


Figure 6.1 : Méthodologie appliquée pour le calcul de la densité de ligneux à différentes échelles spatiales

- (1) **Extraction** des images Google Earth selon les tronçons étudiés puis repositionnement de ces images dans un système de projection (UTM_Zone30N). Ces images ont été **géoréférencées** dans le logiciel Arcgis avec comme base une image SPOT.
- (2) **Digitalisation** manuelle des ligneux selon deux catégories précédemment décrites : les grands arbres et les petits arbres et arbustes.
- (3) **Cartographie** des différentes unités géomorphologiques définies précédemment (Chapitre 5).
- (4) **Délimitation** de zones tampon autour des points d'échantillonnage. Afin de tenir compte de la végétation environnante, deux zones tampon ont été réalisées avec un rayon de **25 m** et de **100 m**. Ces distances ont été choisies en référence à la bibliographie puisque la majeure partie des paléoécologistes admettent que l'accumulation des pollens et des phytolithes dans les sols et sédiments est conceptuellement groupée en trois zones source : l'échelle locale (20 m), extralocale (entre 20 mètres et plusieurs centaines de mètres) et régionale pour les distances plus importantes (Jacobson et Bradshaw, 1981 ; Piperno, 1988 ; Fredlund et Tieszen, 1994). Pour l'échelle locale, nous avons préféré délimiter notre zone tampon avec un rayon de 25 m et non de 20 m puisque lors de l'intégration des points GPS dans un système de projection, la marge d'erreur est d'environ trois à cinq mètres.
- (5) **Calcul** automatisé de la densité de ligneux (grands arbres et petits arbres/arbustes) en fonction des différentes échelles spatiales (unité géomorphologique, zone tampon 25 m et 100 m). La majeure partie des études calculent la densité de ligneux par hectare. Dans cette étude, il a été choisi de calculer la densité de ligneux pour 1000 m² puisque une des échelles choisie (le zonage de 25 m) n'atteint pas l'hectare mais à peine 2000 m². Il semble plus adapté de choisir une échelle de comparaison transposable aux différentes unités spatiales étudiées.

Ce travail est particulièrement approprié pour les environnements semi-arides où la végétation est clairsemée, ce qui permet de distinguer clairement chaque ligneux. Ainsi, en zone sahélo-soudanienne, dans la vallée du Yamé, cette étude s'est avérée très concluante. En revanche, en zone soudanienne, il n'a pas été possible de réaliser ce type d'étude pour deux raisons principales. D'une part, en zone soudanienne, les images Google Earth sont de moins bonne résolution spatiale (SPOT = 2,5 m) et d'autre part, lorsque la végétation est trop dense notamment dans les forêts galeries.

6.1.2. À l'échelle régionale : comparer des milieux bioclimatiques différents

En Afrique de l'Ouest, l'Holocène correspond à une séquence environnementale contrastée marquée par une série d'oscillations climatiques rapides et par l'impact des Sociétés depuis le Néolithique. Les études anthracologiques et palynologiques menées à Ounjougou (Le Drézen, 2008 ; Eichhorn et Neumann, sous presse) ont attesté de la disparition, depuis plusieurs millénaires, de certaines espèces en raison de l'aridification croissante du climat. L'ensemble des enregistrements disponibles en Afrique sahélienne et soudanienne témoignent d'une augmentation de la sécheresse entre 5 et 3 ka cal. BP (deMenocal *et al.*, 2000 ; Lézine *et al.*, 2005 ; Gasse, 2000). Celle-ci va progressivement entraîner le déplacement des grandes zones de végétation vers leurs limites actuelles. Au Pays Dogon, cela se caractérise par la disparition des espèces soudano-guinéennes qui ont été remplacées progressivement par des espèces sahélo-soudaniennes (Eichhorn et Neumann, sous presse).

Si l'on souhaite interpréter les dynamiques paysagères au cours de l'Holocène à partir de l'étude des phytolithes, il est nécessaire d'étudier les phytolithes caractéristiques du couvert végétal d'environnements avec des conditions bioclimatiques qui ont été susceptibles d'exister au cours des 12 derniers millénaires dans la vallée du Yamé. À cette fin, nous avons choisi d'étudier les assemblages phytolithiques modernes

dans deux régions du Mali: dans la vallée du Yamé, la végétation sahélo-soudanienne, et dans les plateaux Mandingues, la végétation soudanienne (Fig.6.2).

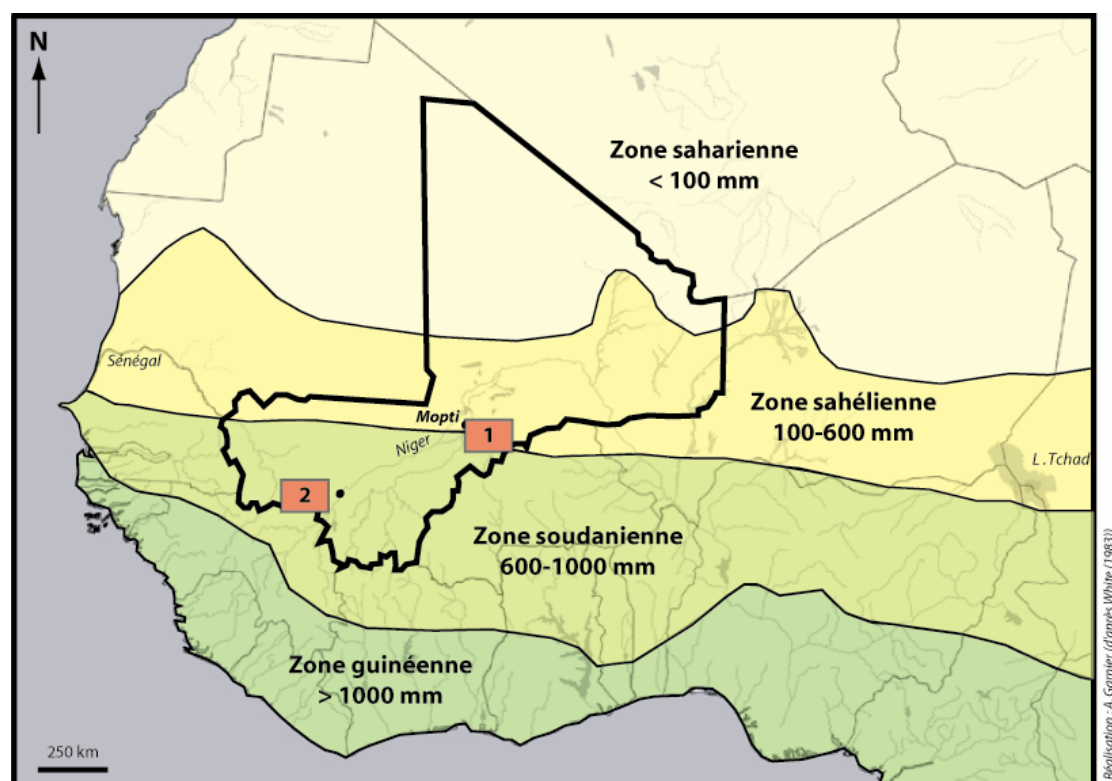


Figure 6.2 : Localisation des secteurs étudiés dans l'étude contemporaine des phytolithes.

1. La vallée du Yamé (Pays Dogon); 2. Les plateaux Mandingues.

Les phytolithes contenus dans les sédiments contemporains de la vallée du Yamé ont été étudiés en toute logique, puisque le Yamé représente l'objet de ce travail. Parallèlement, les plateaux Mandingues ont été choisis pour deux raisons principales. Premièrement, ils se situent en zone soudanienne et sont donc caractérisés par une végétation associée à des conditions climatiques plus humides que la zone sahélo-soudanienne, représentée par la vallée du Yamé. La seconde raison est d'ordre géomorphologique puisque leur nature géologique est similaire à celle du Plateau Dogon. En effet, ils appartiennent aux mêmes plateaux gréseux qui forment l'ossature principale du Mali dont la formation remonte au Précambrien supérieur. Ces plateaux, dont les altitudes dépassent souvent 500m, sont entaillés par le cours moyen du Bafing et le cours supérieur du Bakoye. Les précipitations sont nettement supérieures à celles du Pays Dogon puisqu'elles atteignent plus de 900 mm/an à Kita contre 550 mm/an à Bandiagara. La saison humide dure de mai à octobre soit 2 mois supplémentaires par rapport à la zone sahélienne. Le rythme climatique de ces deux régions induit une physionomie de la végétation différente. En zone sahélienne, les formations végétales sont discontinues dans l'espace et les temps (Fig.6.3). Le couvert végétal du Pays Dogon correspond à une mosaïque de savanes arborées et arbustives fortement anthropisées (Le Drézen et Ballouche, 2009). En revanche, la végétation des plateaux Mandingues est caractérisée par une savane arborée à karité (*Butyrospermum parkii*) et à *Daniella oliveri*. La continuité de la strate graminéenne, composée principalement de Panicoideae (*Andropogon*, *Loudetia*,...) permet la pratique généralisée des feux de brousse chaque année par les éleveurs et les agriculteurs afin d'améliorer la qualité des sols. En revanche, la végétation clairsemée et la faible biomasse de la zone sahélo-soudanienne empêche la propagation régulière des feux.

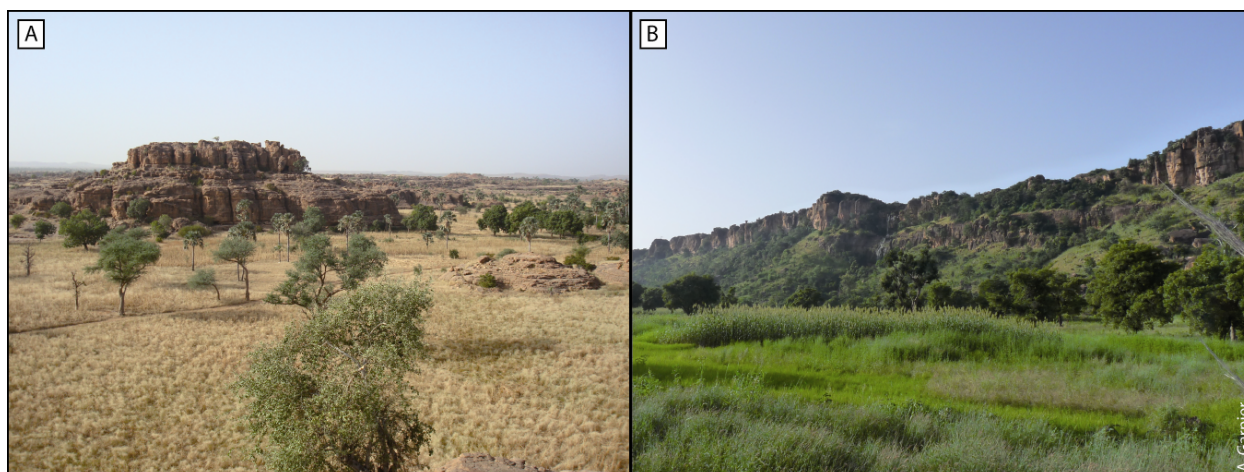


Figure 6.3 : Les paysages du Pays Dogon en novembre (A) et des plateaux Mandingues en octobre (B)

6.2. Approche contemporaine : des assemblages phytolithiques contrastés ?

6.2.1. La vallée du Yamé

Dans la vallée du Yamé, quatre tronçons ont été investigués afin d'étudier les assemblages phytolithiques modernes des différentes unités géomorphologiques et de végétation (Fig.6.4). Ils sont caractéristiques de la diversité paysagère et des modes de mises en valeur de la vallée du Yamé. Leurs zones contributives sont de tailles différentes ce qui permet d'appréhender la variable longitudinale dans les enregistrements des phytolithes et les temps de transferts dans leur transport au sein du système fluvial.

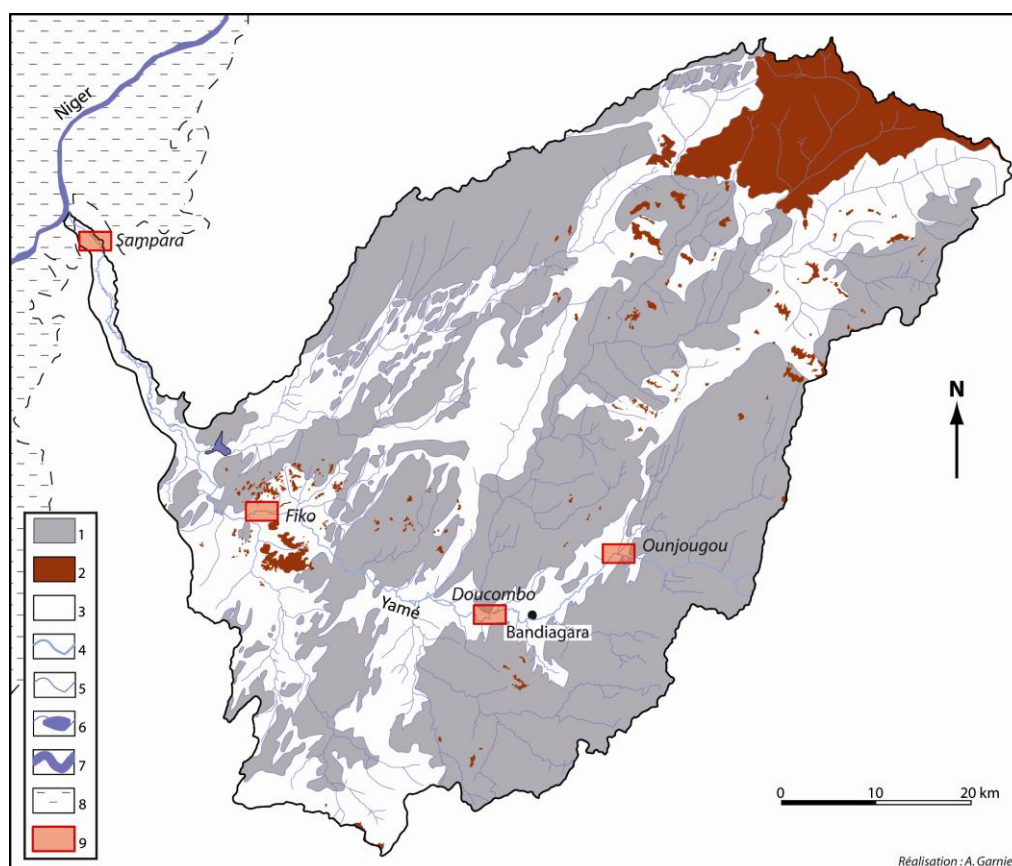


Figure 6.4 : Localisation des tronçons étudiés dans le bassin versant du Yamé.

1. Grès ; 2. Buttes latéritiques ; 3. Formations quaternaires ; 4. Yamé ; 5. Affluent du Yamé ; 6. Lac permanent ; 7. Fleuve Niger ; 8. Delta intérieur du Niger ; 9. Zone d'étude

6.2.1.1. Le tronçon d'Ounjougou

Ounjougou se situe dans le secteur amont du bassin versant, sur le plateau gréseux. Localisé à seulement 12 km de la source du Yamé, le bassin versant amont est alors de 200 km². Les paysages sont fortement marqués par l'omniprésence du grès et de l'eau ce qui rend ce secteur remarquable par rapport au reste de la vallée. Ainsi, ce tronçon est caractérisé par une forte anthropisation des milieux. Tout d'abord, la présence du grès réduit fortement la surface cultivable et ainsi, le moindre espace arable disponible entre les grandes étendues rocheuses est exploité. Les grès permettant l'écoulement permanent du Yamé, les populations en ont profité pour développer le maraîchage dans le fond de vallée lors de la saison sèche. Sur les interfluvies, on observe des agrosystèmes récents caractérisés par la culture du mil et secondairement du fonio et du sorgho entrecoupées de jachères de plus en plus réduites du fait de l'intensification agricole (Le Drézen et Ballouche, 2009). Dans les champs, l'espèce la plus caractéristique est le balanzan (*Faidherbia albida*). Cependant, ce secteur est singulier par rapport au reste de la vallée puisque l'on peut encore observer quelques agrosystèmes anciens relictuels qui correspondent à des savanes-parcs arborées à karité (*Vitellaria paradoxa*) souvent associé au baobab (*Adansonia digitata*), au tamarinier (*Tamarindus indica*) et au Rônier (*Borassus aethiopum*) (Fig.6.6-Photo 5). On peut observer ce type de végétation dans le bassin versant du Ravin sud, entre les dalles gréseuses. Ces agrosystèmes anciens sont souvent conservés en raison de l'utilité des espèces pour les populations et le bétail (nourriture et médicaments principalement).

a. Végétation et unités géomorphologiques échantillonnées

Des échantillons de surface ont été prélevés dans les unités géomorphologiques suivantes : le chenal (n°2 et 5), la très basse terrasse (n°3), la basse terrasse (n°1) et le glacis secondaire cultivé (n°4) (Fig.6.5). La densité des individus arborés et arbustifs apparaît clairement distincte selon les différentes unités géomorphologiques (Fig.6.5 et Tab. 6.1). Ainsi, à l'échelle du tronçon, la densité des ligneux est plus élevée au sein de la plaine d'inondation avec 1,8 ligneux/1000 m² pour la très basse terrasse et 3,5 ligneux/1000 m² pour la basse terrasse. De même c'est au sein de ces unités géomorphologiques que les grands arbres sont le mieux représentés puisqu'ils comptabilisent 47,8% et 38,9% des ligneux. Sur les glacis, la densité de ligneux est de 1,7 pour 1000 m² avec une large majorité des petits arbres et arbustes (84,2%). Les grès présentent une densité ligneuse faible avec 0,9/1000 m² et seulement 4,3% de grands arbres. Enfin, le chenal ne comporte aucun individu ligneux.

Les ligneux sont plus nombreux, notamment pour les grands arbres, au sein de la plaine alluviale là où la nappe est proche de la surface. Ainsi, la répartition des ligneux dans l'espace est fortement liée aux modalités pédologiques (nature du sol, hydromorphie, proximité de la nappe) et géomorphologiques (rythme de l'inondation...) locales. L'homme joue aussi un rôle important dans la répartition et la densité de la strate ligneuse.

Au sein du **chenal**, un échantillon a été prélevé dans les dépôts de chenaux du Yamé (n°2) et un autre dans les sédiments fins d'un affluent de rive gauche: le Ravin Sud (n°5). Ce cours d'eau, long de 3 km possède un bassin versant de quelques km² et ne fonctionne que durant la saison des pluies. Dans les sédiments alluviaux des deux chenaux, seules des espèces annuelles typiques des zones humides (*Ludwigia hyssopifolia* et *Cyperaceae* sp.) ainsi que des graminées ont été observées. En effet, les densités de ligneux autour des sites de prélèvements (zonage 25 m) sont très faibles avec 1,5 arbres/1000 m² pour le chenal du Yamé et seulement 0.51 pour l'échantillon prélevé dans le lit du Ravin sud. Cependant, la répartition des ligneux au sein du tronçon d'Ounjougou montre clairement que la zone contributive du Ravin sud est plus densément peuplée que celle du tronçon, notamment par les grands arbres (Figure 6.5). La densité des ligneux y est de 1,7 arbres/1000 m² alors qu'elle est seulement de 1,2 arbres/1000 m² pour le tronçon

d'Ounjougou (Tableau 6-1). En effet, selon Le Drézen et Ballouche (2009) ces deux ensembles constituent des espaces cultivés de type parc arboré mais sont caractéristiques d'agrosystèmes distincts. Alors que les interfluvés du secteur d'Ounjougou sont caractéristiques d'un agrosystème récent où dominant au milieu des champs les espèces sahéliennes *Faidherbia albida* et *Balanites aegyptiaca*, le bassin versant du Ravin sud est significatif d'un agrosystème ancien. Pour ce dernier, les espèces principales sont le karité (*Vitellaria paradoxa*), le raisinier (*Lannea microcarpa*), *Detarium microcarpum* ou encore *Daniellia oliverii*, etc... Une étude diachronique indique une substitution progressive du premier parc au second (Le Drézen et Ballouche, 2009).

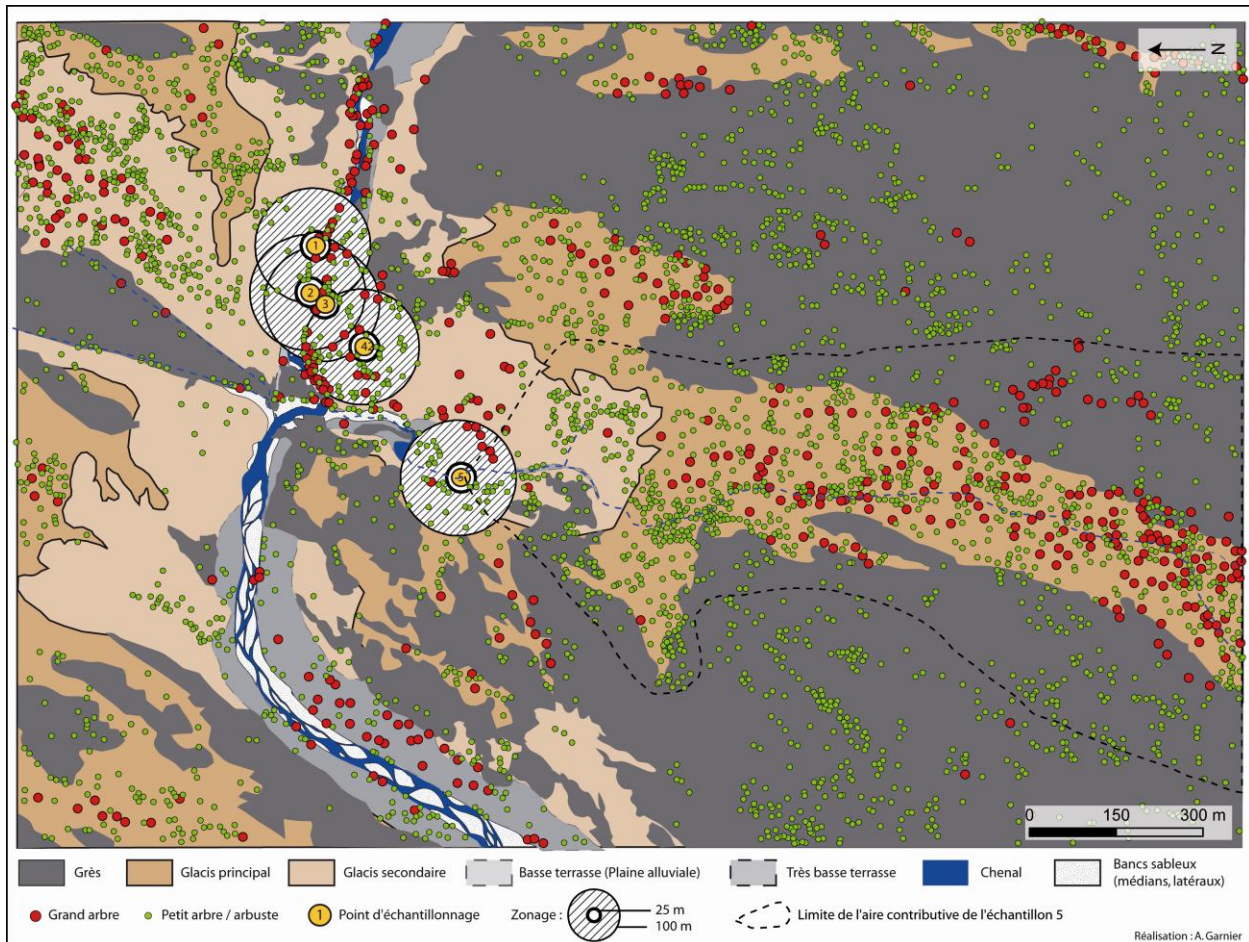


Figure 6.5: Cartographie des ligneux pour le tronçon d'Ounjougou

Echelle	Unité / N° échantillon	Surface(m²)	Nombre de grands arbres	Nombre de petits arbres	Total Ligneux	% Grands arbres	% Petits arbres et arbustes	Densité grands arbres / 1000 m²	Densité petits arbres et arbustes / 1000 m²	Densité ligneux / 1000 m²
Tronçon	Chenal	53014	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	Très basse terrasse	120403	86	135	221	38.9	61.1	0.7	1.1	1.8
	Basse terrasse	6493	11	12	23	47.8	52.2	1.7	1.8	3.5
	Glacis	1198400	326	1733	2059	15.8	84.2	0.3	1.4	1.7
	Grès	1649028	64	1419	1483	4.3	95.7	0.0	0.9	0.9
	BV Ravin sud/Tronçon	934826	218	1378	1596	13.7	86.3	0.2	1.5	1.7
	Tronçon	3027338	487	3299	3786	12.9	87.1	0.2	1.1	1.3
Zonage 25m	n°1	1954	3	1	4	75.0	25.0	1.5	0.5	2.0
	n°2	1954	1	2	3	33.3	66.7	0.5	1.0	1.5
	n°3	1954	2	5	7	28.6	71.4	1.0	2.6	3.6
	n°4	1954	1	4	5	20.0	80.0	0.5	2.0	2.6
	n°5	1954	0	1	1	0.0	100.0	0.0	0.5	0.5
Zonage 100m	n°1	31375	12	34	46	26.1	73.9	0.4	1.1	1.5
	n°2	31375	13	34	47	27.7	72.3	0.4	1.1	1.5
	n°3	31375	15	41	56	26.8	73.2	0.5	1.3	1.8
	n°4	31375	17	59	76	22.4	77.6	0.5	1.9	2.4
	n°5	31375	7	31	38	18.4	81.6	0.2	1.0	1.2

Tableau 6.1 : Densité de ligneux pour le tronçon d'Ounjougou

Les dépôts de la **très basse terrasse** du Yamé (n°3) correspondent aux sédiments apportés lors des crues saisonnières. Sur cette rive gauche du Yamé, l'activité maraîchère irriguée de façon traditionnelle s'est intensifiée depuis plusieurs décennies (Le Drézen et Ballouche, 2009). La culture dominante est celle de l'oignon (*Allium cepa* var. *aggregatum*), associée à celle de la tomate, des patates douces, du tabac, du piment, de l'ail et de l'aubergine. La saison maraîchère débute généralement à la fin des récoltes céréalières et dure toute la saison sèche. Au milieu des parcelles, on retrouve des espèces typiquement sahéliennes telles que *Faidherbia Albida*, *Borassus aethiopum* ou encore *Calotropis procera* (Fig 6.6-Photo 3). La densité locale (25 m) des ligneux est relativement élevée avec 3,5 ligneux/1000 m².

Un échantillon de surface a été prélevé sur la rive droite qui correspond à la **basse terrasse**. En effet, cette plaine d'inondation, plus haute d'environ un mètre par rapport à la rive opposée, est inondée seulement lors des épisodes de crues exceptionnelles comme en 2007. La pédogénèse est plus développée sur cette rive, de même que la végétation est différente. En effet, cette plaine d'inondation n'est pas cultivée en raison de la faible surface qu'elle représente (quelques mètres de large). Elle est peuplée d'espèces telles qu'*Andira Inermis*, *Piliostigma reticulatum*, d'autres dicotylédones caractéristiques des fonds de vallée (*Ipomoea* sp., *Ludwigia hyssopifolia*) et des Poaceae. La densité ligneuse est de 1,5 /1000 m².

Enfin, un dernier échantillon a été prélevé sur les **glacis cultivés**, caractéristiques des agrosystèmes récents. Les individus arborés et arbustifs sont localement assez bien représentés avec 2,5 ligneux/1000 m² et notamment les petits arbres et arbustes qui constituent 80% des espèces ligneuses.

b. Assemblages phytolithiques

L'assemblage phytolithique provenant du **chenal du Yamé** (n°2) est dominé par les cellules courtes des Poaceae qui atteignent 50,5% de l'assemblage alors que les phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses représentent 40,6%. Au sein de la catégorie des GSCP, ce sont les "saddle", caractéristiques des Chloridoideae, qui sont dominants (24%). Les phytolithes diagnostiques des familles spécifiques ont tous été identifiés dans cet assemblage mais représentent un faible pourcentage (4,5% pour les Arecaceae et entre 0,8 et 2% pour les 3 autres familles). Concernant les résultats des indices, les valeurs atteignent 0,5 pour le D/P, 62,5% pour l'Iph et 38% pour l'indice Fs. D'une manière générale, l'assemblage phytolithique des alluvions grossières du Yamé indique une végétation plutôt ouverte, dominée par les Chloridoideae. On observe une forte représentation des microcharbons et des autres corps siliceux (diatomées et spicules d'éponges). Dans cet enregistrement, pour 100 phytolithes comptés, 21 microcharbons, 24 diatomées (entières et fragmentées) et 21 spicules (entières et fragmentées) ont été observés.

Au contraire de celui du Yamé (n°2), l'assemblage phytolithique des **alluvions du Ravin sud** (n°5) est dominé par les "globular decorated" (40%) et les scléréides (17%) alors que les cellules courtes (Poaceae) ne totalisent que 30%. Les phytolithes produits par les Arecaceae sont nettement plus représentés que dans l'enregistrement précédent (12,4% contre 4,5%). Les phytolithes caractéristiques des Commelinaceae et des Podostemaceae n'ont pas été observés et ceux des Cyperaceae ne représentent que 0.31%. En rapport avec ces résultats, la valeur de l'indice D/P est plus élevée (1.3) et celles des indices Iph et Fs atteignent respectivement 67,5% et 73,4%. L'assemblage phytolithique et les valeurs des indices indiquent une végétation fermée.

L'assemblage phytolithique des dépôts de la **très basse terrasse** (n°3) est proche de celui du chenal du Yamé (n°2). Les cellules courtes produites par les Poaceae sont dominantes (48,3%) même si les phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses sont aussi bien représentés (39%). Au sein des Poaceae, le taux des morphotypes "saddle" est plus élevé (23,5%) que les "lobate" qui ne comptabilisent que la

[illegible]

L'assemblage phytolithique de la **basse terrasse** est très différent de celui observé sur la rive opposée. Les phytolithes issus des dicotylédones ligneuses sont largement dominants, atteignant 63,7% ("globular decorated" : 39,4% ; scléréides : 24,4%). Les Poaceae n'atteignent que 26,3%. Par rapport aux autres

assemblages, les phytolithes des cellules courtes sont faiblement représentés (entre 7 et 11,5% selon les morphotypes). Il est à noter la présence dans cet enregistrement de phytolithes "collapsed saddle" diagnostiques de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica*. Cette espèce de bambou caractéristique de la zone soudanienne n'est plus observée aujourd'hui à Ounjougou. On peut expliquer la présence de ces phytolithes dans les sédiments prélevés par l'érosion puis le dépôt des sédiments datés de l'Holocène Moyen qui se situent à seulement quelques mètres de l'endroit échantillonné. Cet assemblage indique une végétation fermée. L'indice D/P avec une valeur assez élevée (1,5) est en accord avec ce résultat. L'indice Iph a une valeur de 60,4% et celle du Fs est de 69,2%.

L'assemblage phytolithique de l'échantillon prélevé sur les **glacis cultivés** est proche de celui du chenal et de la très basse terrasse du Yamé avec une dominance des Poaceae (58%). Cependant, au contraire de ces deux assemblages, ce ne sont pas les phytolithes "saddle" qui sont majoritaires mais les "lobate" qui atteignent 25,6%. On suppose qu'ils proviennent du mil (*Pennisetum glaucum*) qui y est cultivé. Les phytolithes de dicotylédones ligneuses atteignent 34%. Les phytolithes significatifs des Commelinaceae et des Cyperaceae ont été identifiés et représentent chacun 0.5%. L'indice D/P est faible (0,3) ainsi que l'Iph (37%). Ceci peut s'expliquer en raison de la forte proportion des GSCP "lobate", associées aux Panicoideae. La valeur de l'indice Fs atteint 41,7%.

Ainsi, à Ounjougou, on observe une signature phytolithique selon les différentes unités géomorphologiques échantillonnées. Tout d'abord, les deux échantillons prélevés dans les sédiments du chenal du Yamé et du Ravin sud n'ont pas le même assemblage phytolithique. Celui du Yamé suggère une végétation nettement plus ouverte que celui de son affluent. Cela s'explique par la différence de la taille des bassins versants concernés et de la végétation associée. Le bassin versant du Yamé est plus vaste et est majoritairement occupé par des champs de mil et une végétation pauvre sur les sols squelettiques localisés sur les grès. En revanche, celui du Ravin sud est plus petit et est significatif d'une végétation typique d'un agrosystème ancien où la strate arborée est plus importante. On observe ensuite que les dépôts du chenal et de la très basse terrasse du Yamé sont quasiment identiques, dominés par les Poaceae et particulièrement par les Chloridoideae. Ils ont la particularité de contenir un taux remarquable de phytolithes diagnostiques des Podostemaceae, plante aquatique poussant sur la roche. On peut alors supposer que l'origine des phytolithes est la même pour ces deux échantillons. Ils proviennent principalement de la végétation plus ouverte des savanes environnantes. Les phytolithes ont ensuite été transportés des interfluves vers le talweg par les eaux de ruissellement puis par les eaux courantes dans le chenal et lors des débordements saisonniers sur la très basse terrasse. En revanche, les résultats de l'analyse phytolithique de l'échantillon prélevé sur la rive droite du Yamé reflète un processus différent. Cet échantillon indique une végétation plus fermée. En raison de la faible occurrence des crues, les apports sédimentaires apparaissent en retrait par rapport au processus pédologiques. Ainsi, les phytolithes proviennent vraisemblablement des espèces arborées locales. Enfin, les enregistrements phytolithiques des interfluves indiquent un environnement ouvert mais dominé par les Panicoideae. Ceci s'explique par l'omniprésence du mil durant la saison humide qui produit des GSCP "lobate". Les phytolithes enregistrés dans les sols des champs semblent provenir de la végétation locale et témoignent de la mise en culture de la savane.

6.2.1.2. Doucombo

Le tronçon de Doucombo est situé dans la moyenne vallée à quelques kilomètres de Bandiagara (Fig 6.4). Le bassin versant amont possède une surface de 630 km². Les paysages sont dominés par les glacis quaternaires, qui offrent de grandes étendues de terres limoneuses permettant la culture du mil, et par les

sols squelettiques localisés sur les grès. Le cours d'eau est à sec dès le mois janvier, ce qui ne permet pas aux populations locales de développer le maraîchage pendant la saison sèche. Cependant, on observe ponctuellement le développement de jardins sur la rive gauche du Yamé jusque début janvier, lorsque l'eau est encore disponible en surface. Les paysages sont dominés par le modèle d'agrosystème récent alliant le mil (*Pennisetum glaucum*) et les espèces *Faidherbia albida* et *Balanites aegyptiaca*. Le Rônier (*Borassus aethiopum*) est aussi une espèce fréquemment présente, notamment le long du cours d'eau. Sur les surfaces des sols squelettiques, on rencontre des formations arbustives à Combretaceae associées à des Poaceae (Fig.6.7).

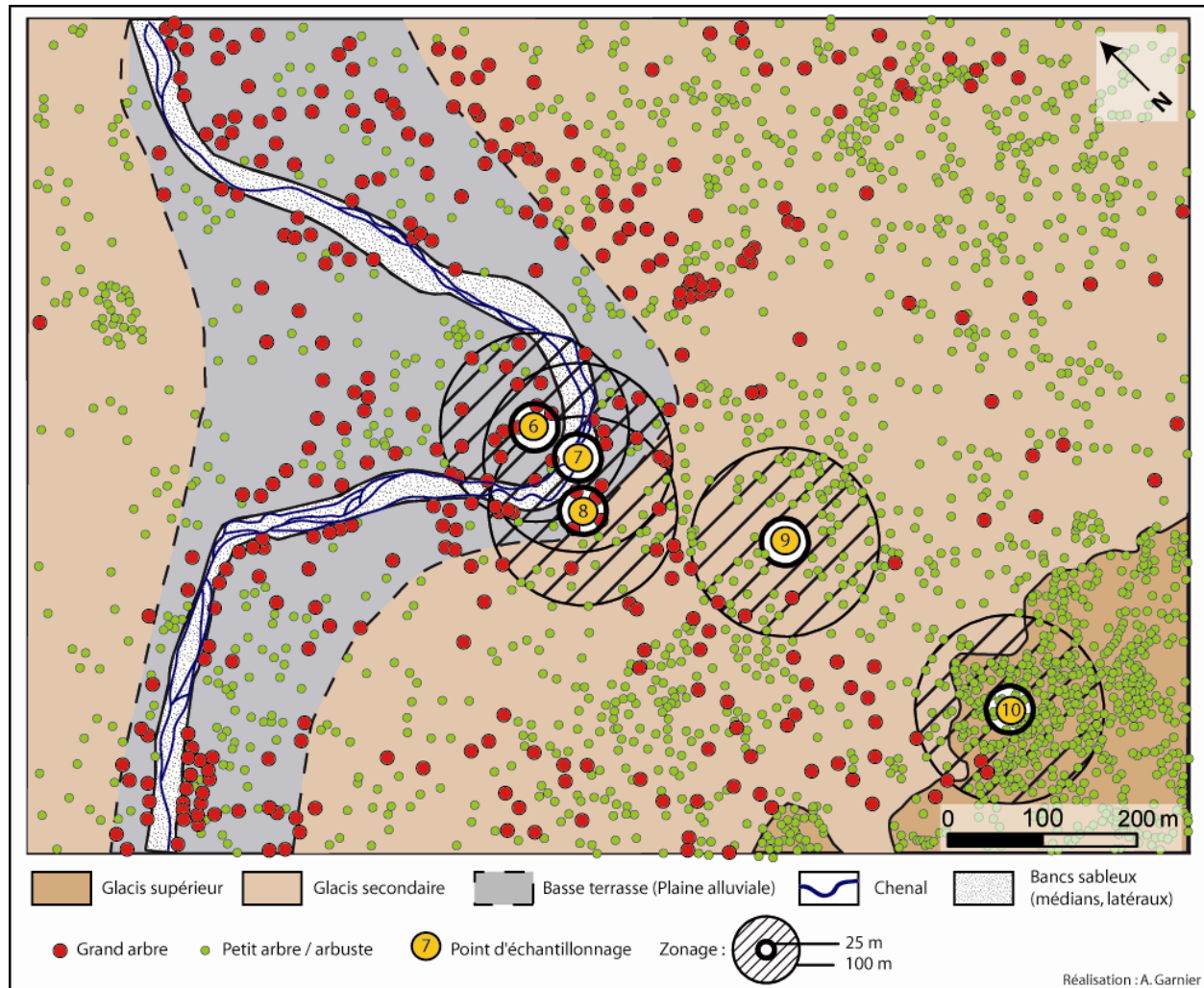


Figure 6.7 : Cartographie des ligneux pour le tronçon de Doucombo

Echelle	Unité / N° échantillon	Surface(m²)	Nombre de grands arbres	Nombre de petits arbres	Total Ligneux	% Grands arbres	% Petits arbres et arbustes	Densité grands arbres /1000m²	Densité petits arbres et arbustes / 1000m²	Densité ligneux / 1000 m²
Tronçon	Chenal	45297	0	0	0	0	0	0,0	0,0	0,0
	Basse terrasse	258536	186	193	379	49,1	50,9	0,7	0,7	1,5
	Glacis secondaire	708006	159	1018	1177	13,5	86,5	0,2	1,4	1,7
	Glacis supérieur	77655	4	569	573	0,7	99,3	0,1	7,3	7,4
	Tronçon	1089495	349	1780	2129	16,4	83,6	0,3	1,6	2,0
Zonage 25m	n°6	1954	3	0	3	100,0	0,0	1,5	0,0	1,5
	n°7	1954	0	0	0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	n°8	1954	4	0	4	100,0	0,0	2,0	0,0	2,0
	n°9	1954	1	1	2	50,0	50,0	0,5	0,5	1,0
	n°10	1954	0	17	17	0,0	100,0	0,0	8,7	8,7
Zonage 100m	n°6	31375	28	7	35	80,0	20,0	0,9	0,2	1,1
	n°7	31375	24	15	39	61,5	38,5	0,8	0,5	1,2
	n°8	31375	18	23	41	43,9	56,1	0,6	0,7	1,3
	n°9	31375	3	72	75	4,0	96,0	0,1	2,3	2,4
	n°10	31375	2	253	255	0,8	99,2	0,1	8,1	8,1

Tableau 6.2 : Densité de ligneux pour le tronçon de Doucombo

a. Végétation et unités géomorphologiques échantillonnées

À Doucombo, 5 échantillons ont été prélevés : un dans le chenal du Yamé (n°7), deux dans la plaine alluviale sur chaque rive (n° 6 et 8) et deux sur les interfluves, un dans les glacis cultivés (n°9) et un sur le glacis supérieur dans les sols squelettiques situés entre les dalles gréseuses (n°10). Ainsi, à l'échelle du tronçon, la cartographie des individus arborés et arbustifs indique une organisation des ligneux distincte selon l'unité géomorphologique concernée (Tableau 6-2). La densité ligneuse du tronçon de Doucombo est légèrement supérieure à celle du tronçon d'Ounjougou avec 2 ligneux par 1000 m². Comme à Ounjougou, le chenal est dépourvu d'espèces ligneuses et la plaine alluviale est fortement marquée par les grands arbres qui correspondent à 49,1% de l'ensemble des espèces ligneuses. En revanche, la densité ligneuse au sein de la basse terrasse est relativement faible avec 1,5 ligneux/1000 m². Le glacis secondaire indique une densité ligneuse un peu plus élevée avec 1,7 ligneux/1000 m² mais avec une très forte représentation des petits arbres et arbustes (86,5%). Enfin, sur le glacis supérieur, la densité de ligneux est très élevée avec 7,4 ligneux/1000 m² avec une très forte majorité des petits arbres et arbustes qui représentent 99,3%. Ils correspondent principalement aux espèces *Combretum glutinosum*, *C. micranthum* et *Boscia senegalensis*, qui sont des arbustes caractéristiques des milieux dégradés et qui sont localisées principalement sur les sols minces des interfluves gréseuses du plateau Dogon.

L'échantillon prélevé dans le **chenal** du Yamé correspond à des sables grossiers transportés par le cours d'eau lors des épisodes de crues. Sur les berges, on a observé les espèces annuelles *Ipomoea* sp et des graminées.

Deux échantillons ont été prélevés dans la **basse terrasse**, de chaque côté de la rive. Les dépôts correspondent à des sables fins limoneux qui ont été déposés lors des épisodes de crues exceptionnelles. La végétation de la rive droite est dominée par *Faidherbia albida* et secondairement par *Borassus aethiopum* (Rônier) et *Adansonia digitata* (Baobab). Ponctuellement et principalement au bord du cours d'eau, on a identifié les espèces *Ficus sycomorus*, *Andira inermis* et *Mangifera indica* (Manguiers) qui est une espèce récemment introduite. Pour la rive gauche, la végétation arborée est dominée par deux espèces : *Faidherbia albida* et *Balanites aegyptiaca*. *Borassus aethiopum* et *Sclerocarya birrea* sont aussi présent mais de manière moins importante. Enfin, dans l'ensemble de la plaine alluviale, on cultive le mil. Près des points de prélèvements, seuls les grands arbres (principalement *Faidherbia albida*) ont été observés. La densité arborée est alors de 1,5/1000 m² pour la rive gauche (n°6) et de 2/1000 m² pour la rive droite (n°8). La végétation de la plaine alluviale peut être alors interprétée comme un parc arboré.

Sur les **glacis cultivés**, un échantillon a été prélevé au milieu des champs de mil. La végétation de type savane-parc arborée est majoritairement dominée par *Balanites aegyptiaca* et de manière plus éparse, on retrouve *Faidherbia albida*, *Sclerocarya birrea* et *Bauhinia rufescens*. La densité ligneuse est assez faible localement (1/1000 m²). Enfin, le mil occupe la majorité de l'espace mais on a pu observer non loin, une parcelle cultivée avec de l'arachide.

Un échantillon a été prélevé dans des sols squelettiques sur le **glacis supérieur** (Fig.6.8-Photo 10). La végétation est pour cette zone différente puisqu'elle est majoritairement occupée par des Combretaceae et quelques Poaceae notamment *Eragrostis tremula* une espèce appartenant aux Chloridoideae et caractéristiques de ces sols dégradés sur grès et capables de croître dans des milieux pauvres et secs. On observe aussi des blocs de pierres sèches alignés révélateurs d'anciens champs et qui témoignent d'un passé agricole intensif (Le Drézen et Ballouche, 2009). Ces petits murets permettaient en effet de limiter l'érosion des sols en saison des pluies, rôle qu'ils jouent encore aujourd'hui. La densité arbustive est ici localement très élevée avec 8,7 arbustes / 1000 m². Ainsi, ce type de végétation peut être interprété comme une savane arbustive.

b. Assemblages phytolithiques

L'assemblage phytolithique provenant des alluvions du **chenal** du Yamé est dominé par les phytolithes de Poaceae qui atteignent 67,4%. Au sein de cette classe, les GSCP "saddle" (Chloridoideae) enregistrent un taux légèrement plus élevé avec 25,5% que les GSCP "lobate" (Panicoideae) qui comptabilisent 23,2%. Les scléréides et les "globular decorated" enregistrent quant à elles seulement 27,7% au total. Des phytolithes diagnostiques des Commelinaceae et des Cyperaceae ont été observés en faible quantité puisqu'ils enregistrent des taux inférieurs à 1%. En relation avec ces résultats, l'indice D/P est très faible (0,3). L'Iph atteint 52,3% et le Fs 32%. Les résultats de l'assemblage phytolithique et de l'approche par indice révèlent une végétation très ouverte, dominée par les Poaceae mais sans réelle primauté d'une sous-famille.

Au contraire des dépôts de chenaux, les assemblages phytolithiques des dépôts de **la basse terrasse** sont dominés par les phytolithes issus des dicotylédones ligneuses (54,9% et 59,8%). Pour les deux échantillons, les "globular decorated" atteignent 35,2% et 39,7% et les scléréides 19,7% et 20,1%. Les Poaceae sont plus faiblement représentés, comptabilisant seulement 32,4% et 23,9% avec des valeurs plutôt semblables pour les morphotypes "saddle" et "lobate". Les Arecaceae sont assez bien représentés atteignant 10% et 8,6%. Il en est de même pour les phytolithes de Cyperaceae (0,4% et 3,3%) et de Commelinaceae (3,7% et 2,9%). Les valeurs de l'indice Fs et D/P sont différents des autres assemblages avec des valeurs élevées (Fs=79% et 84,8% et D/P =1,1 et 1,6). Ces résultats suggèrent une végétation locale soumise à un stress hydrique intense et une végétation plus fermée, dominée par la strate arborée.

L'assemblage phytolithique des **glacis cultivés** contient une part élevée des phytolithes des cellules courtes produits par les Poaceae avec 61,1%. Ce qui est remarquable dans cet assemblage est l'abondance des phytolithes produits par les Panicoideae qui comptabilisent 28,6%. Comme pour le tronçon d'Ounjougou, on suppose qu'ils proviennent du *Pennisetum glaucum* (mil). Les GSCP "saddle", provenant des Chloridoideae, comptabilisent quant à eux seulement 18,1%. Les Arecaceae sont assez bien représentés avec 9,6% ainsi que les Commelinaceae (2,1%) et les Cyperaceae (3,3%). L'indice D/P est de seulement 0,3 et l'Iph est aussi plus faible que pour les autres échantillons avec 38,7%. L'indice Fs est proche de celui du chenal avec 38%. Les résultats des deux approches suggèrent une végétation plus ouverte que pour les échantillons de la plaine alluviale.

Comme pour le tronçon précédent, la composition phytolithique des dépôts du chenal et des interfluves est quasiment similaire. Les trois assemblages indiquent une végétation ouverte. Cependant, alors que les morphotypes caractéristiques des Chloridoideae et des Panicoideae ont des taux quasiment identiques pour les dépôts de chenaux, l'assemblage provenant des champs de mil est dominé par les GSCP "lobate" et celui du glacis supérieur par les "saddle". Ainsi, la composition graminéenne locale différente de ces unités géomorphologiques est très bien retranscrite par les assemblages phytolithiques et ce, malgré leur proximité spatiale (quelques dizaines de mètres). Les résultats des assemblages correspondant à la plaine alluviale suggèrent une végétation plutôt fermée pour les deux échantillons. Comme à Ounjougou, on observe que les microcharbons et les diatomées sont nettement plus importants dans les dépôts de chenaux. Cependant, leur nombre est beaucoup plus élevé puisque 270 microcharbons et 136 diatomées exclusivement fragmentées ont été identifiés pour 100 phytolithes. En revanche, les spicules d'éponges sont légèrement mieux représentées dans les autres dépôts.

(Fig.6.4). Le Yamé est incisé de plusieurs mètres dans les formations de glacis qui sur les interfluves est un glacis d'érosion et devient plus bas glacis-terrasse, nourri d'apports sédimentaires colluviaux mais aussi alluviaux lors des épisodes de crues exceptionnelles. Cependant, la végétation est similaire à celle du tronçon de Doucombo, caractérisée par des agrosystèmes récents sur les glacis-terrasse et une végétation pauvre sur le glacis supérieur en raison de l'affleurement de la latérite.

a. Végétation et unités géomorphologiques échantillonnées

Quatre échantillons ont été prélevés le long du transect réalisé à Fiko: un dans les dépôts grossiers du chenal du Yamé (n°12), deux autres sur chaque rive au sein du glacis-terrasse (n°11 et 13) et un dernier échantillon dans les espaces cuirassés sur les interfluves (n° 14) (Fig.6.9). À l'échelle du tronçon, la densité ligneuse est supérieure aux tronçons amonts avec 4,4 ligneux/1000 m². Les petits arbres et arbustes y sont largement majoritaires puisqu'ils représentent 91% de l'ensemble des ligneux. Au sein du glacis-terrasse, la densité est de 3,5 ligneux/1000 m². Encore une fois, c'est au sein de la plaine alluviale que les grands arbres sont le mieux représentés avec 21,6% contre 9% en moyenne pour le tronçon. Sur le glacis-terrasse localisé en rive droite, la densité ligneuse est de 2,6/1000 m² alors que le glacis supérieur indique une densité ligneuse de 6,8 ligneux/1000 m² avec une majorité de petits arbres et arbustes (93,1%). Comme à Doucombo, la pauvreté des sols de ce glacis localisé sur les grès et la cuirasse latéritique ne permet qu'aux espèces typiques des milieux dégradés, comme les Combretaceae, et aux Poaceae de pousser.

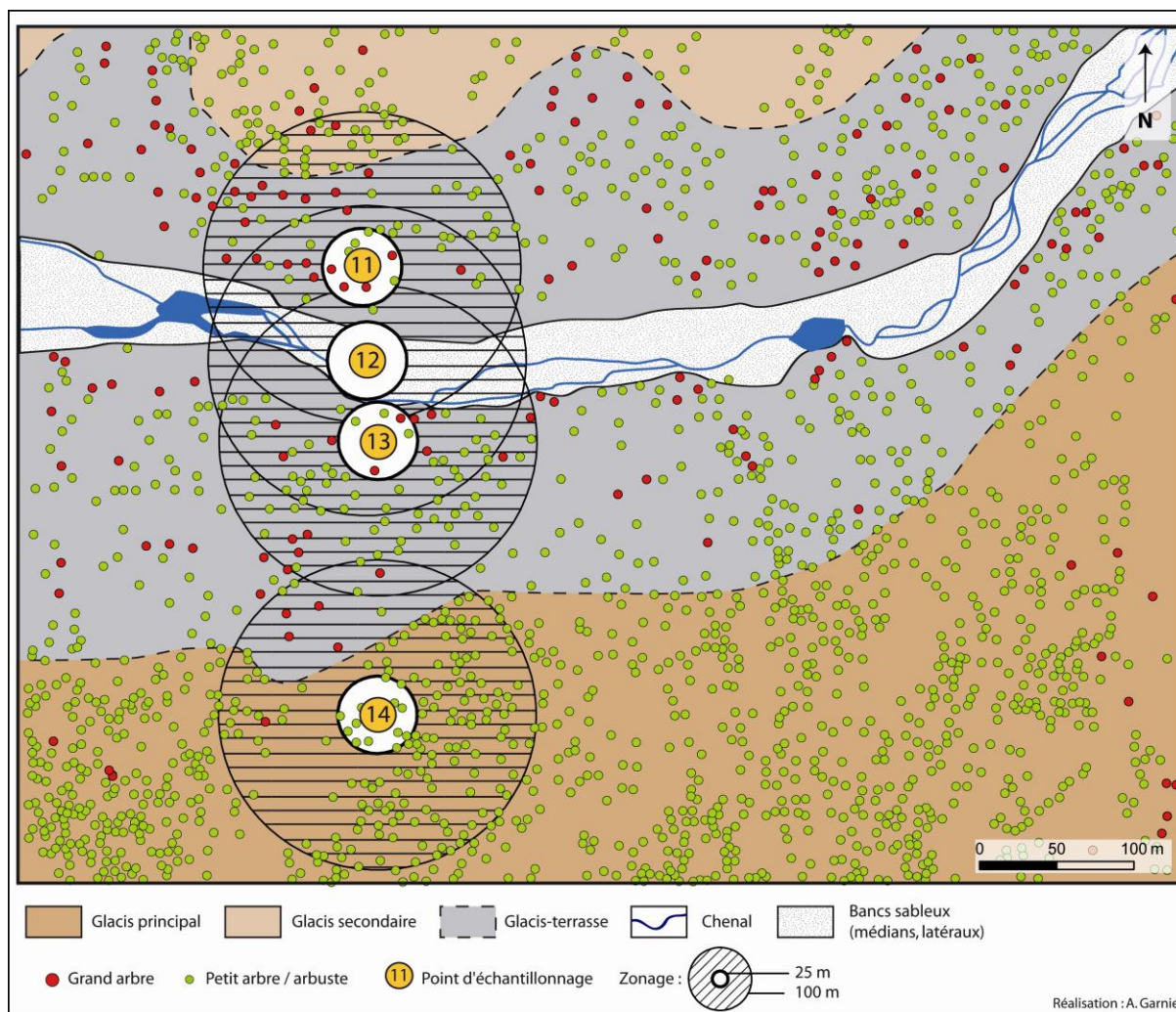


Figure 6.9 : Cartographie des ligneux pour le tronçon de Fiko

Echelle	Unité / N° échantillon	Surface(m²)	Nombre de grands arbres	Nombre de petits arbres	Total Ligneux	% Grands arbres	% Petits arbres et arbustes	Densité grands arbres / 1000 m²	Densité petits arbres et arbustes / 1000 m²	Densité ligneux / 1000 m²
Tronçon	Chenal	35757	0	0	0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Glacis terrasse	188422	142	514	656	21,6	78,4	0,8	2,7	3,5
	Glacis supérieur	153380	13	1028	1041	1,2	98,8	0,1	6,7	6,8
	Glacis secondaire	27942	5	67	72	6,9	93,1	0,2	2,4	2,6
	Tronçon	405501	160	1609	1769	9,0	91,0	0,4	4,0	4,4
Zonage 25m	n°11	1954	3	4	7	42,9	57,1	1,5	2,0	3,6
	n°12	1954	0	0	0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	n°13	1954	2	3	5	40,0	60,0	1,0	1,5	2,6
	n°14	1954	0	12	12	0,0	100,0	0,0	6,1	6,1
Zonage 100m	n°11	31375	19	60	79	24,1	75,9	0,6	1,9	2,5
	n°12	31375	16	58	74	21,6	78,4	0,5	1,8	2,4
	n°13	31375	15	68	83	18,1	81,9	0,5	2,2	2,6
	n°14	31375	6	167	173	3,5	96,5	0,2	5,3	5,5

Tableau 6.3 : Densité des ligneux pour le tronçon de Fiko

Dans le **chenal** du Yamé, un échantillon a été prélevé dans les dépôts grossiers de chenaux. Ces sédiments ont été apportés lors de la saison humide par le cours d'eau. Sur les berges, on observe une végétation herbeuse assez importante composée essentiellement d'espèces dicotylédones telles que *Ipomea* sp., *Ludwigia* sp.

Au sein du **glacis-terrasse**, deux échantillons ont été prélevés sur les deux rives (n° 11 et 13) où le mil (*Pennisetum glaucum*) est cultivé. La végétation correspond à un parc arboré. On observe cependant que la strate ligneuse est plus dense sur la rive droite avec une densité de 3,6/1000 m² contre 2,6/1000 m² en rive gauche. Le Rônier (*Borassus aethiopum*), majoritaire, est associé à d'autres espèces telles que *Balanites aegyptiaca*, *Sclerocarya birrea* et *Faidherbia albida*. On observe aussi *Adansonia digitata*, *Ficus sycomorus* et *Vitellaria paradoxa* mais de manière moins importante. Sur la rive opposée, *Balanites aegyptiaca* est dominant et il est associé à *Borassus aethiopum*, *Faidherbia albida*. À une échelle restreinte de 25 m autour de la zone de prélèvement, les petits arbres et arbustes sont majoritaires pour les deux rives (60% et 57%) (Tab. 6.3). Ponctuellement et à une plus large échelle, on a pu aussi observer *Vitex* sp., *Sclerocarya birrea*, *Acacia ataxacantha*, *Detarium macrocarpum*, *Terminalia macroptera*. Enfin, concernant la strate herbeuse, mis à part le mil et d'autres Poaceae (*Cenchrus biflorus* etc...), on retrouve essentiellement les dicotylédones *Leptadenia hastata*, *Ipomea* sp.

Sur le **glacis supérieur**, situé au sommet des interfluves, la végétation apparaît différente principalement en raison de l'absence du mil. Les sols sont minces et sont couverts par une végétation dominée par *Combretum* sp. et *Balanites aegyptiaca*. En effet, les ligneux sont composés exclusivement de petits arbres et arbustes avec une densité très élevée de 8,7 arbustes /1000 m². Ainsi, la végétation est comme à Doucombo caractéristique d'une savane arbustive. On observe cependant quelques *Borassus aethiopum*, ce qui témoigne d'un sol plus riche que les sols squelettiques de Doucombo. Enfin, sur la surface la plus élevée, on a identifié *Leptadenia hastata* ainsi que des Poaceae. Les petits murets de pierres sèches observés à Doucombo sont ici très ponctuels ce qui suggère qu'ils ne sont plus entretenus. Ils ont été au cours du temps, démantelés par le ruissellement lors de la saison des pluies et indiquent une érosion des sols importante.

b. Assemblages phytolithiques

L'assemblage phytolithique du **chenal** est légèrement dominé par les cellules courtes des Poaceae qui comptabilisent au total 52,7%. Les phytolithes "saddle" (Chloridoideae) représentent 23,1% et les "lobate" (Panicoideae) 20,6%. Ceux des dicotylédones ligneuses sont assez bien représentés dans ces dépôts avec 36.6% (sclérides : 14,6% et "globular decorated" : 22%). Les phytolithes diagnostiques des Arecaceae

comptabilisent 8,2% ; ceux des Commelinaceae 0,7% et des Cyperaceae 1,1%. Les Podostemaceae sont représentatifs de seulement 0,4%. L'indice D/P a une valeur assez faible (0,4) alors que celles de l'Iph indiquent 52,8% et 50%.

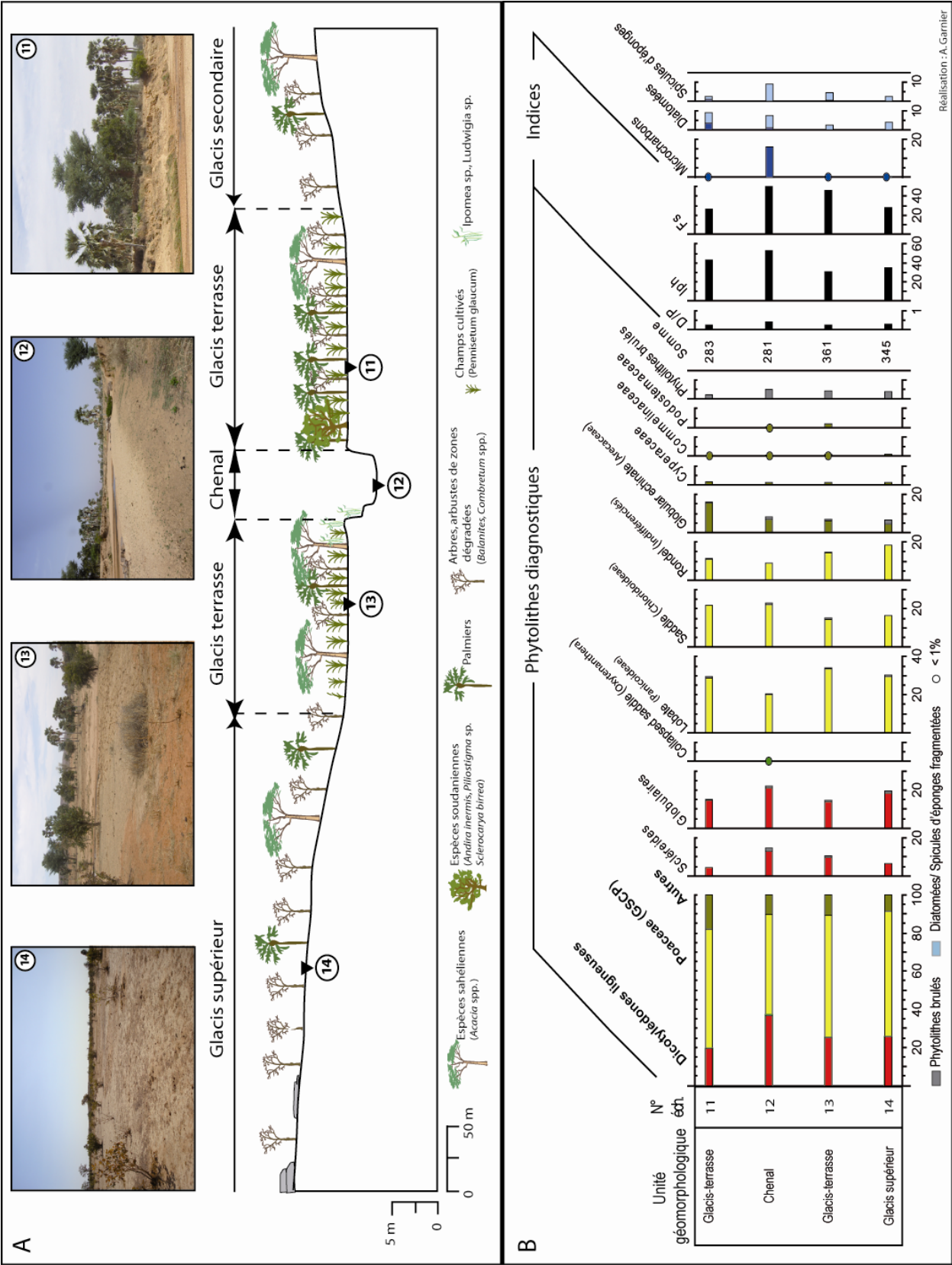


Figure 6.10 : Les assemblages phytolithiques des échantillons de surface de Fiko
(A) Localisation des échantillons de surface (B) Diagramme des assemblages phytolithiques

Pour les deux échantillons du **glacis-terrasse**, les cellules courtes de Poaceae sont fortement représentées atteignant 64% et 62.5%. Les Panicoideae sont plus abondants (34% et 29.3%) que les Chloridoideae (15.2% et 21.9%). Les sclérides et les "globular decorated" sont plus faiblement représentés, totalisant 25.2% et 19.4%. Pour la rive droite, les sclérides représentent une part minime de l'assemblage avec seulement 4.2% contre 10% pour la rive gauche. Les "globular echinate" (Arecaceae) indiquent aussi des valeurs assez variables selon la rive concernée. Ils ne constituent que 6,1% pour la rive gauche et 15,5% pour la rive droite. Cela est assez représentatif de la composition de la végétation puisque *Borassus aethiopum* est dominant sur la rive droite. En revanche, les valeurs des phytolithes produits par les Commelinaceae et les Cyperaceae sont assez semblables pour les deux rives (0,8% et 0,3% ; 1,1% et 1,7%). Les valeurs de l'indice D/P sont assez faibles (0,3 et 0,4), celles de l'Iph affichent 30.9% et 42.7%. L'indice Fs est plus élevé pour la rive gauche (46,3%) que pour la rive droite (26%).

L'assemblage phytolithique du **glacis supérieur** (n°14) est presque identique à celui de la rive gauche du Yamé (n°13), prélevé à seulement quelques centaines de mètres en contrebas. Il est majoritairement constitué de phytolithes issus des Poaceae (65,5%) avec une valeur élevée des morphotypes "lobate" (Panicoideae) qui sont presque deux fois plus abondants que les phytolithes "saddle" (30,4% contre 16,5%). Les phytolithes de dicotylédones ligneuses indiquent quant à eux une valeur assez faible (25,8%). Ils sont majoritairement représentés par les phytolithes globulaires (19,4%). Les Arecaceae affichent une valeur de 6,4%. Les Commelinaceae et les Cyperaceae enregistrent respectivement 1,1% de l'assemblage. Comme pour l'ensemble des assemblages de Fiko, l'indice D/P est très faible (0,3) et les indices Iph et Fs indiquent des valeurs de 38,7% et 38%.

6.2.1.4. Sampara

À Sampara, le bassin versant du Yamé atteint environ 4400k m². Le fonctionnement hydrologique est différent des autres tronçons, ce qui lui procure une végétation assez particulière. En raison de la proximité avec le Delta intérieur du Niger, situé à quelques kilomètres en aval, les paysages du tronçon de Sampara sont fortement marqués par l'eau. De juin à décembre, en période de hautes-eaux, les eaux du Niger viennent s'étaler dans la plaine alluviale du Yamé. Ainsi, ces grandes étendues d'eau permettent aux populations locales de développer la riziculture. De même, certaines espèces n'ont été observées que dans ce secteur. C'est le cas de *Hyphaene thebaica* (Arecaceae) ou encore *Acacia seyal* qui poussent essentiellement dans les bas-fonds (Arbonnier, 2002). Dans les zones inondables, on retrouve une espèce courante de Poaceae du Delta intérieur du Niger et des mares associées : *Echinochloa stagnina*, plus connue sous le nom de bourgou. Cette plante est notamment très utile pour les populations de pasteurs car elle représente la principale ressource alimentaire des animaux venus paître dans le Delta après la période des hautes-eaux. Auparavant, elle était cultivée par les Peuls qui en consommaient les graines. Aujourd'hui, ces grandes prairies de bourgou tendent à disparaître au profit des champs de riz, plus rentable pour les agriculteurs. La basse terrasse et les interfluves sont occupés essentiellement par le mil lors de la saison humide.

a. Végétation et unités géomorphologiques échantillonnées

À Sampara, quatre échantillons ont été prélevés dans les unités géomorphologiques suivantes : le chenal (n°16), la très basse terrasse (n°17) ainsi qu'une mare au sein de cette même unité (n°16) et la basse terrasse (n°15) (Fig.6.11).

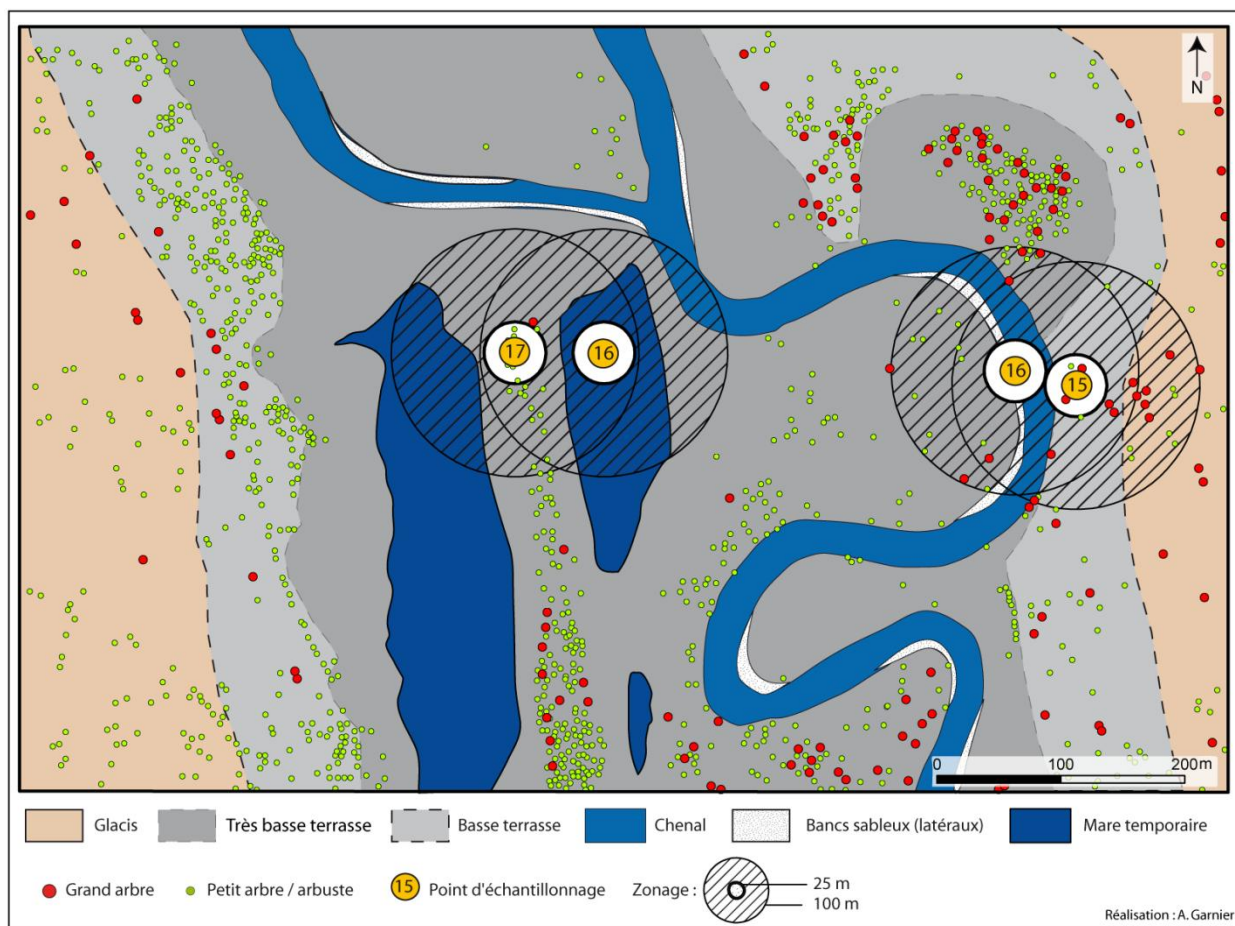


Figure 6.11 : Cartographie des ligneux pour le tronçon de Sampara

Echelle	Unité / N° échantillon	Surface(m²)	Nombre de grands arbres	Nombre de petits arbres	Total Ligneux	% Grands arbres	% Petits arbres et arbustes	Densité grands arbres / 1000 m²	Densité petits arbres et arbustes / 1000 m²	Densité ligneux / 1000 m²
Tronçon	Chenal	49639	0	0	0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Très basse terrasse	314899	70	465	535	13,1	86,9	0,2	1,5	1,7
	Basse terrasse	120438	40	408	448	8,9	91,1	0,3	3,4	3,7
	Glacis	117519	25	106	131	19,1	80,9	0,2	0,9	1,1
	Tronçon	602494	135	979	1114	12,1	87,9	0,2	1,6	1,8
Zonage 25m	n°15	1954	2	2	4	50,0	50,0	1,0	1,0	2,0
	n°16	1954	0	0	0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	n°17	1954	0	0	0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	n°18	1954	0	6	6	0,0	100,0	0,0	3,1	3,1
Zonage 100m	n°15	31375	12	11	23	52,2	47,8	0,4	0,4	0,7
	n°16	31375	1	19	20	5,0	95,0	0,0	0,6	0,6
	n°17	31375	11	17	28	39,3	60,7	0,4	0,5	0,9
	n°18	31375	1	17	18	5,6	94,4	0,0	0,5	0,6

Tableau 6.4 : Densité des ligneux pour le tronçon de Sampara

À l'échelle du tronçon, la densité ligneuse est assez faible avec seulement 1,8 ligneux/1000 m² et est majoritairement dominée par les petits arbres et arbustes qui correspondent à 87,9% de l'ensemble des ligneux. La végétation est plus densément arborée sur la basse terrasse puisqu'elle atteint 3,7 ligneux/1000 m². La très basse terrasse enregistre une densité ligneuse de 1,7/1000 m² et le glacis 1,1/1000 m².

Dans le **chenal**, un échantillon a été prélevé dans les dépôts alluviaux du Yamé. Ces sédiments correspondent à des sables limoneux transportés puis déposés lors de la période de crue.

Deux échantillons ont été prélevés dans la **très basse terrasse** du Yamé, qui est inondée chaque année pendant la période des hautes-eaux entre juin et décembre. Un échantillon provient d'une mare qui est

entourée par une végétation graminéenne typique des zones humides dont *Echinochloa stagnina* (bourgou) est la principale espèce observée. Localement aucune espèce ligneuse n'a été identifiée (Fig.6.11 ; Tab. 6.4). L'hydromorphie temporaire des sols est un facteur limitant pour les ligneux. Cette mare s'assèche complètement en janvier-février.

Le deuxième échantillon a été prélevé à un cinquantaine de mètres de la mare, sur une ride élevée de plus de deux mètres environ. De par sa topographie, cet espace est submergé par les eaux du Yamé et du Niger moins longtemps, ce qui permet à une végétation différente de pousser. De plus, lors de la période des hautes-eaux, la profondeur de l'eau est nettement inférieure à celle de la mare et du chenal, ce qui permet aux populations locales d'y cultiver du riz. On observe aussi une végétation arborée qui correspond à la famille des Mimosaceae, avec les espèces *Acacia seyal* et *Acacia nilotica* qui dominent largement. Ces espèces supportent une période d'inondation de plusieurs mois suivie d'une période de sécheresse. Dans une aire de 25 m autour du point de prélèvement, les ligneux sont exclusivement composés de ces petits arbres et arbustes avec une densité de 3,1/1000 m².

Un échantillon a aussi été prélevé à quelques mètres du Yamé, dans la **basse terrasse** qui correspond à la plaine d'inondation inondée lors des épisodes de crues exceptionnelles. La végétation arborée est plus abondante et plus diversifiée puisque localement, la densité ligneuse est de 2 individus/1000 m² et les deux types de ligneux sont représentés de manière équivalente. On y observe les espèces suivantes : *Faidherbia albida*, *Acacia seyal*, *Acacia nilotica*, *Vitex sp.*, *Tamarindus indica*, *Sclerocarya birrea*, *Balanites aegyptiaca* et *Borassus aethiopum*. Près du cours d'eau, l'espèce *Ipomea sp* est aussi présente. En revanche, les Poaceae sont rares. Cette unité géomorphologique n'est pas inondée saisonnièrement ce qui permet aux populations d'y cultiver le mil en saison humide. Elle peut être interprétée comme une végétation de type parc arboré.

b. Assemblages phytolithiques

L'assemblage phytolithique du **chenal** est marqué par un taux important des Poaceae, équivalent à 64%. On y observe une diversité des phytolithes de GSCP "lobate" qui sont dominants avec 25% et les "saddle" atteignent 19,2%. En outre, trois morphotypes qui n'ont pas été observés dans les assemblages des tronçons précédents ont été identifiés dans celui-ci : les "Scooped bilobate" diagnostiques de la sous-famille des Ehrhartoideae (1.1%). Les phytolithes des dicotylédones ligneuses ne constituent que 25% de l'assemblage. De même, les globulaire épineux (Arecaceae) sont assez faible (5%) par rapport aux résultats des autres tronçons. En revanche, les Commelinaceae et les Cyperaceae sont assez bien représentés, totalisant 2,8% et 2,2% respectivement. Les Podostemaceae indiquent 0,6%. La constitution de cet assemblage témoigne d'un milieu assez ouvert qui se reflète avec l'indice D/P, très faible (0,3). L'Iph indique 44,6% et l'indice Fs, 35,8%.

Les deux assemblages correspondant à la **très basse terrasse** sont différents. Celui de la mare indique une dominance des Poaceae qui comptabilisent 70.6%. Ils sont majoritairement représentés par les GSCP "lobate" (Panicoideae) avec 33.4%, suivis d'assez loin par les "saddle" (Chloridoideae) avec 20.5%. Les phytolithes diagnostiques des Ehrhartoideae indiquent 1.5%. Les "globular decorated" et les scléréides totalisent 25.5% de l'assemblage. Les Arecaceae sont très faiblement représentés avec seulement 2.7% ainsi que les Cyperaceae (0.3%) et les Podostemaceae (0.6%). Les phytolithes diagnostiques des Commelinaceae n'ont pas été identifiés pour cet échantillon. L'indice D/P est faible (0,3) ainsi que l'Iph (37,9%) et le Fs (16,3%). Concernant l'autre échantillon de la très basse terrasse, les Poaceae sont aussi largement dominants atteignant 76%. En revanche, la composition des phytolithes caractéristiques des sous-familles est différente de celle de la mare avec une diversité plus marquée. Les Chloridoideae sont plus abondants avec 28,2% et les Panicoideae sont secondaires avec 27,5%. On a pu observer aussi dans cet assemblage la présence des phytolithes " Scooped bilobate" caractéristiques des Ehrhartoideae (1%). Les Arecaceae sont

A

Figure A displays four photographs (15-18) and a cross-section diagram of the Sahel landscape. The photographs show different vegetation types: 15 (open landscape with scattered trees), 16 (open landscape with scattered trees), 17 (open landscape with scattered trees), and 18 (open landscape with scattered trees). The cross-section diagram illustrates the profile of the Sahel, showing the transition from the Basse terrasse to the Très basse terrasse, then to the Chenal, and finally to the Basse terrasse. The diagram is divided into four zones: Basse terrasse, Très basse terrasse, Chenal, and Basse terrasse. The profile shows the elevation of the terrain, with points 15, 16, 17, and 18 marked. A 5m scale bar is provided.

B

Figure B displays the Phytolith diagnostic indices for four units: Basse terrasse, Chenal, Mare, and Très basse terrasse. The indices are categorized into three groups: Poaceae (GSCP), Dicotyledones ligneuses, and Aures (GSCP). The indices are measured in percentage (N°). The legend indicates: Phytoliths brulés (black), Diatomées/Spicules d'éponges fragmentées (blue), and < 1% (white).

Unité	Poaceae (GSCP)	Dicotyledones ligneuses	Aures (GSCP)	Sclérotes	Globulaires	Collapsed saddle (Oxymeritinae)	Latate (paniculatae)	Scooped saddle (Euphorbiae)	Saddle (Chenopodiaceae)	Randel (Indifferens)	Globular echinate (Anacardiaceae)	Cyperaceae	Comelinaceae	Podostemaceae	Phytoliths brulés	Somme	D/P	Iph	Fs	Microcarbons	Diatomées	Spicules d'éponges
Basse terrasse	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	278	2	2	2	2	2	2
Chenal	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	359	2	2	2	2	2	2
Mare	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	337	2	2	2	2	2	2
Très basse terrasse	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	400	2	2	2	2	2	2

Indices

Phytoliths diagnostiques

Unité

N°

Poaceae (GSCP)

Dicotyledones ligneuses

Aures (GSCP)

Sclérotes

Globulaires

Collapsed saddle (Oxymeritinae)

Latate (paniculatae)

Scooped saddle (Euphorbiae)

Saddle (Chenopodiaceae)

Randel (Indifferens)

Globular echinate (Anacardiaceae)

Cyperaceae

Comelinaceae

Podostemaceae

Phytoliths brulés

Somme

D/P

Iph

Fs

Microcarbons

Diatomées

Spicules d'éponges

Realisation: A. Garnier

(A) Localisation des échantillons de surface (B) Diagramme des assemblages phytolithiques

L'assemblage de la **basse terrasse** rompt totalement avec les précédents. Les phytolithes produits par les Poaceae sont ici minoritaires et ne comptent que 28,4%. Les phytolithes des Panicoideae sont plus abondants (14,7%) que ceux des Chloridoideae (9%). Les phytolithes de dicotylédones ligneuses sont ainsi dominants dans cet assemblage avec 58,3%. Les scléréides qui totalisent 25,5%, sont assez bien représentés par rapport aux échantillons décrits jusqu'ici. Malgré tout, les "globular decorated" sont plus abondants (32,7%). De même, les Arecaceae ont une valeur remarquable dans cet assemblage (11,2%). Les Cyperaceae représentent 0,7% alors que les Commelinaceae et les Podostemaceae n'ont pas été observés dans cet assemblage. En lien avec ces résultats, l'indice D/P est beaucoup plus élevé (1,1). L'indice Iph est de 38%. En revanche, l'indice Fs est plus élevé que pour les échantillons précédents puisqu'il atteint 77,8%. Cela suggère une végétation soumise à un stress hydrique.

À Sampara, on retrouve la même signature phytolithique pour les échantillons de surface que pour ceux d'Ounjougou et de Doucombo. Ainsi, les assemblages phytolithiques du chenal et de la plaine d'inondation saisonnièrement inondée sont presque identiques. Ils suggèrent un milieu très ouvert, où l'ensemble des sous-familles des Poaceae est représentée et enregistre des taux plus ou moins équivalents.

En revanche, l'assemblage prélevé dans la mare est différent. Les résultats indiquent une végétation ouverte dominée par les Panicoideae. Ici, le taux élevé des Panicoideae (33,4%) est à mettre en relation avec la végétation locale et notamment une Panicoideae *Echinochloa stagnina* (bourgou) qui colonise les mares et l'ensemble du Delta intérieur du Niger. La composition phytolithique de la basse terrasse indique une végétation plus arborée, ce qui correspond bien à la végétation locale caractérisée par la forêt galerie. Enfin, pour l'ensemble des assemblages, on a pu identifier les phytolithes issus de la sous-famille des Ehrhartoideae. Ils proviennent certainement du riz (*Oryza glaberrima*) qui est cultivé dans le fond de vallée.

6.2.2. Les plateaux Mandingues

Deux secteurs ont fait l'objet de prélèvements d'échantillons de surface dans la région des plateaux Mandingues : le cercle de Kita et de Siby. Dans le cercle de Kita, les échantillons ont été prélevés sur le plateau gréseux alors que pour ceux du cercle de Siby, ils ont été prélevés dans la plaine, au pied de la falaise.

6.2.2.1. Le cercle de Kita

Six échantillons ont été prélevés dans le cercle de Kita, qui se situe à environ 200 km au nord-ouest de Bamako. Cette région des plateaux Mandingues correspond à un relief morcelé par une succession de plateaux gréseux séparés par des vallées et des plaines. Le réseau de cours d'eau permanents et temporaires assez dense. Le plus important est le Bakoye qui coule en direction du nord-est pour rejoindre le Bafing à Bafoulabé afin de former le Sénégal. Son bassin versant est d'environ 20000 km² au alentour de Kita. Les échantillons prélevés correspondent à des unités géomorphologiques et paysagères différentes. Des dépôts de chenal, très basse terrasse et basse terrasse ont été échantillonnés. Un seul échantillon a été prélevé dans le chenal d'un cours d'eau. Lors de la mission de terrain qui s'est déroulée en octobre 2009, à la fin de la saison des pluies, la plupart des cours d'eau étaient en période de hautes-eaux, ce qui rendait impossible le prélèvement de sédiments dans le chenal.

a. Végétation et unités géomorphologiques échantillonnées

Les échantillons prélevés correspondent à des unités géomorphologiques et paysagères différentes (Fig.6.13). Des dépôts de chenal, de très basse terrasse et de basse terrasse ont été échantillonnés.

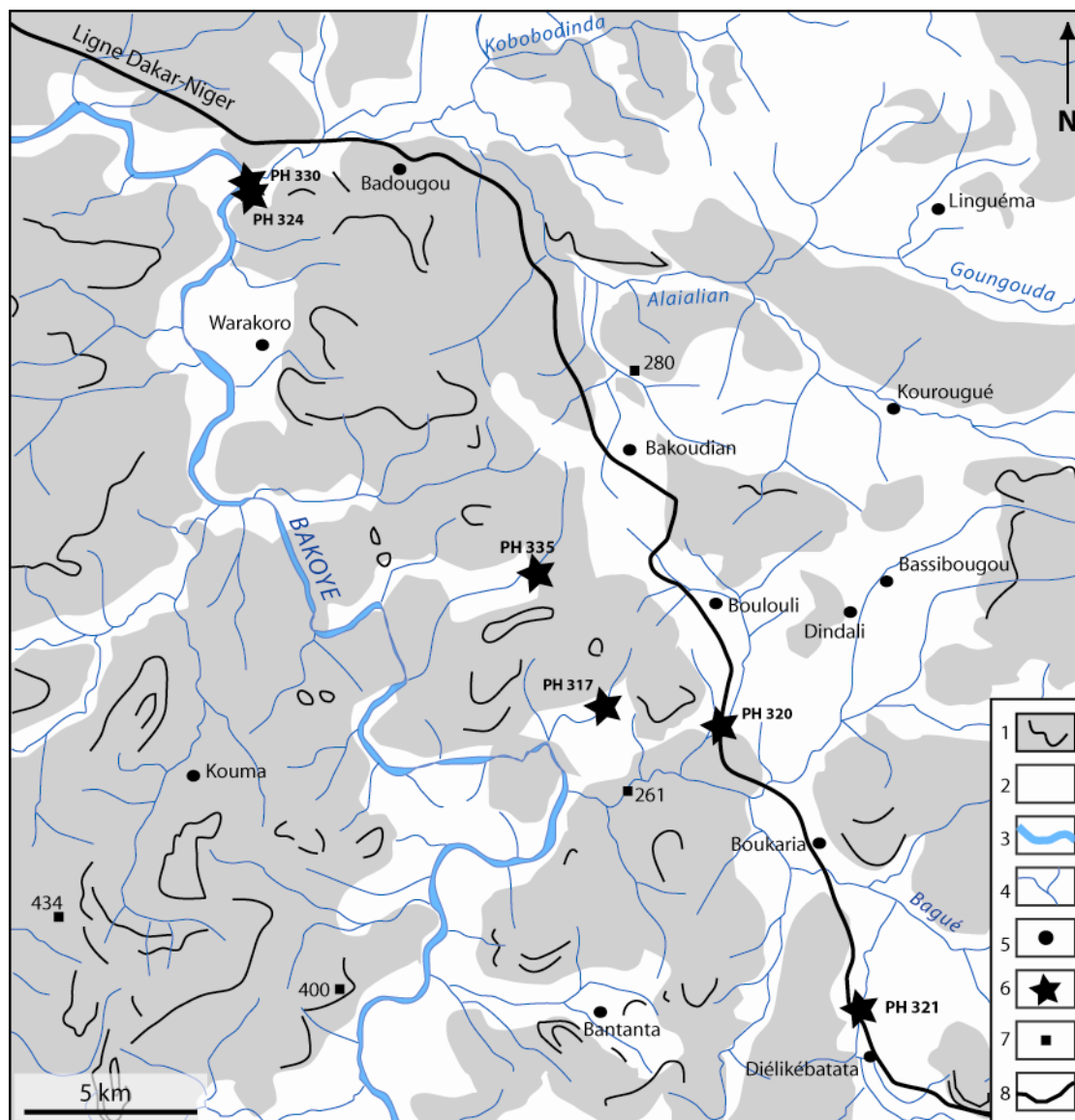


Figure 6.13: Localisation des échantillons prélevés dans la région de Kita

1. Plateau gréseux ; 2. Plaine à pente faible; 3. Cours d'eau permanent ; 4. Cours d'eau temporaire ; 5. Village ; 6. Echantillon ; 7. Point coté ; 8. Ligne de chemin de fer

Un seul échantillon a été prélevé dans le **chenal** d'un cours d'eau. En effet, la mission de terrain s'est déroulée en octobre 2009, à la fin de la saison des pluies, la plupart des cours d'eau étaient en période de hautes-eaux, ce qui rendait impossible le prélèvement de sédiments dans le chenal. Ainsi, seuls les dépôts du chenal d'un ruisseau ont été échantillonnés (PH 335). Malgré la taille de son bassin versant (4km²), ce ruisseau témoigne d'une énergie hydrologique assez importante pendant les périodes de crues. De 20 cm jusqu'à plus d'un mètre au dessus du sol, des restes de végétaux, transportés puis déposés par les crues récentes, ont été aperçus dans les arbres (Fig.6.13-Photo PH 335). Ce ruisseau coule au travers du grès et d'une forêt galerie dense. Le taux de couverture végétale a été estimé à 80% avec une large dominance de la strate arborée (80%). Les espèces constitutives de la forêt galerie sont *Gilletiodendron glandulosum*, *Combretum micranthum*, *Pterocarpus erinaceus*, *Saba senegalensis*, *Diospyros mespiliformis*, *Vitex donania*, *Cissus*

quadrangularis. Pour la strate herbeuse, les Poaceae *Pennisetum polystachion*, *Andropogon* sp et *Cyanotis lanata* pour les Commelinaceae ont été observés.

Quatre échantillons ont été prélevés dans les **très basses terrasses** de cours d'eau ayant des caractéristiques hydrologiques et environnementales différentes.

Pour l'échantillon localisé le plus au sud (**PH 321**), le taux de couverture arborée de la plaine d'inondation est estimé à 70%. Celle-ci est dominée par les espèces de la strate arborée *Parkia biglobosa*, *Pterocarpus lucens*, *Sarcocephalus latifolius*, *Hexalobus monopetalus*, *Grewia* sp., *Ziziphus* cf. *mucronata*, *Bombax costatum*. De nombreuses espèces d'herbes monocotylédones ont aussi été identifiées. Les principales sont *Euphorbia hirta*, *Acanthospermum hispidum*, *Nelsonia canescens*, *Mitracarpus scaber*, *Cassia mimosoides*, *Borreria* sp., *Commelina* sp. Pour les Poaceae ont été identifiées essentiellement des espèces de la sous-famille des Panicoideae mais aussi l'espèce *Oxytenanthera abyssinica*, qui fait partie des Bambusoideae. Les espèces arborées qui constituent cet ensemble supportent les inondations rares et de faible hauteur. Elles sont significatives d'une végétation caractéristique de type forêt claire.

Pour l'échantillon **PH 320**, le taux de couverture végétale est beaucoup plus élevé puisqu'il a été évalué à 95%. Dans cette plaine d'inondation, la forêt galerie est très fermée avec une dominance des arbres et notamment de l'espèce *Anogeissus leiocarpus*. De même, le palmier *Phoenix reclinata* est une des espèces dominantes. Les herbes sont aussi importantes avec pour les principales : *Leucas martinicensis*, *Triumfetta pentandra*, *Phyllanthus amarus*, *Dioscorea* cf. *bulbifera*, *Commelina* sp. Les dicotylédones suivantes ont aussi été observées *Ludwigia* sp., et *Ipomea* sp. et pour les Poaceae : *Digitaria horizontalis*, *Rottboellia exaltata*, *Setaria pallidifusca* et *Bracharia* sp. Enfin, toujours au sein des Poaceae, l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* a été observée.

Un échantillon a été prélevé au bord d'un cours d'eau temporaire dans la forêt classée de Siguifiri au nord-ouest de Kita (**PH 317**). La forêt galerie est ici assez ouverte avec un taux de couverture végétale estimé à 60% et dominée par les herbes. En effet, on a pu identifier dans cette plaine d'inondation de nombreuses espèces monocotylédones caractéristiques des zones humides telles que *Floscopa* sp., *Commelina* sp., *Stylochiton hypogaeus* et *Alysicarpus rugosus*. Pour les Poaceae, *Andropogon* et *Brachiaria* ont été reconnus. Enfin, les espèces arborées dominantes sont *Bombax costatum* puis ensuite *Diospyros mespiliformis*, *Feretia apodanthera* et *Pterocarpus lucens*. Elles témoignent d'un environnement faiblement inondé.

Le dernier échantillon a été prélevé dans la très basse terrasse du Bakoye, à quelques mètres du cours d'eau (**PH 324**). La forêt galerie est ici nettement plus large que celles décrites précédemment. Le taux de couverture végétale est estimé à 80% avec une forte représentation de lianes (*Cissus populnea*). On observe aussi *Celtis integrifolia*, *Gilletiodendron glandulosum*, *Acacia ataxacantha*, *Grewia* cf. *bicolor* et *Combretum micranthum*. Comme herbes, on a identifié *Commelina* sp., *Dicliptera verticillata*, *Triumfetta pentandra*, *Tacca lontopetaloides*, *Ipomoea* sp. et pour les Poaceae, essentiellement des Panicoideae ont été observés.

Enfin, un échantillon a été prélevé à 20 m de celui-ci, dans la plaine alluviale (**basse terrasse**) du Bakoye (**PH 330**). La végétation est assez proche de celle de l'échantillon précédent avec un taux de couverture végétale de 75%. Cependant, on note ici la présence de *Oxytenanthera abyssinica*, *Combretum glutinosum* et *Saba senegalensis*. Ces espèces n'ont pas été observées à proximité du cours d'eau, dans la très basse terrasse qui est inondée pendant plusieurs mois par an. Cela nous indique que ces espèces ne poussent pas dans des environnements où les conditions pédologiques sont hydromorphes. En ce qui concerne l'espèce de Bambou (*Oxytenanthera abyssinica*), elle a pourtant été observée dans la très basse terrasse des cours d'eau temporaires. Il est possible que cette espèce ne supporte pas, soit un débit trop fort, soit les environnements trop fermés en raison de son caractère héliophile (Birnbaum, 2012).

b. Assemblages phytolithiques

L'assemblage phytolithique du **chenal** est dominé par les cellules courtes de Poaceae qui constituent 54,7% des phytolithes diagnostiques. Ce sont les phytolithes de Panicoideae qui sont majoritairement représentés, suivie d'assez loin par les Chloridoideae, comptabilisant seulement 10,9%. Les phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses comptabilisent au total 24,1% avec 10,6% pour les scléréides et 13,5% pour les "globular decorated". Les phytolithes diagnostiques des Arecaceae enregistrent un taux assez élevé de 18% et les Commelinaceae et les Cyperaceae admettent respectivement 1,6% et 1,3%. Les indices sont relativement faibles avec des valeurs de 0,2 pour le D/P et 23,5% pour l'Iph. L'indice Fs est de 39%. Les résultats indiquent un environnement plutôt ouvert avec une dominance des Panicoideae mais avec une végétation assez diversifiée au regard des phytolithes identifiés.

Les quatre échantillons provenant de **la très basse terrasse** de différents cours d'eau de la région de Kita enregistrent des assemblages phytolithiques plutôt hétérogènes.

L'assemblage phytolithique de l'échantillon **321** est assez homogène entre les différentes classes de phytolithes puisque les Poaceae n'enregistrent que 37,4% et ceux des dicotylédones ligneuses 30,2%. Les Poaceae sont toujours majoritairement représentées par les Panicoideae qui atteignent 19,2% et les Chloridoideae seulement 5%. En revanche, les phytolithes "collapsed saddle", caractéristique de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* enregistrent un taux assez élevé de 15,3%. Elle a été identifiée comme dominante dans cette forêt galerie.

En revanche, concernant les dicotylédones ligneuses, ce ne sont plus les phytolithes "globular decorated" qui dominent comme dans la majorité des assemblages mais les scléréides qui atteignent ici 17,8% contre 12,4% pour les "globular decorated". Dans cette plaine d'inondation, de nombreuses espèces arborées ont été identifiées. Enfin, les Arecaceae atteignent 15% ce qui est relativement élevé par rapport aux assemblages décrits auparavant. Pourtant, les Arecaceae n'ont pas été identifiées localement lors du relevé de végétation. Ils sont cependant très présents au alentour et dans le bassin versant de ce cours d'eau. Les Cyperaceae indiquent 1,1% et les Commelinaceae 0,4%. La valeur de l'indice D/P est de 0,3, ce qui est assez faible en comparaison avec les résultats de l'assemblage phytolithique. Cela est dû à la méthode de calcul qui ne tient pas compte ni des scléréides, ni des phytolithes de Bambusoideae. L'indice Iph est de 20,6%, ce qui s'explique par la dominance des Panicoideae par rapport aux Chloridoideae. Enfin, l'indice Fs est 43%.

La strate ligneuse est assez bien représentée par l'assemblage phytolithique de l'échantillon **320** qui indique un taux faible, de seulement 15,1%, pour les Poaceae et un taux relativement élevé pour les dicotylédones ligneuses de 43,9%. Les Panicoideae représentent seulement 7,1% et les Chloridoideae 4,5%. Les Bambusoideae enregistrent presque la même valeur que pour l'échantillon précédent avec 15,6%. Au sein des dicotylédones ligneuses, les "globular decorated" atteignent 25,2% et les scléréides 18,7%. Les "globular echinate" (Arecaceae) sont fortement représentés puisqu'ils atteignent 21,7%. Le palmier *Phoenix reclinata* est une des espèces dominantes dans la composition de cette forêt galerie. Les autres familles spécifiques ont aussi été identifiées. Les Cyperaceae représentent 1,5%, les Commelinaceae 2% et les Podostemaceae 1%. Enfin, l'indice D/P est pour une fois, élevé puisqu'il atteint 1,7. L'indice Iph est de 39,1% et le Fs de 66%.

La composition phytolithique de l'échantillon **317** suggère une végétation ouverte, dominée par les Poaceae (61,7%) et notamment par les Panicoideae (34,2%). Les phytolithes des Chloridoideae ne totalisent que 17,5% de l'ensemble des phytolithes diagnostiques. Les dicotylédones ligneuses représentent 26,5%. Les Arecaceae sont faiblement représentés (5,6%) alors que les Commelinaceae enregistrent un taux assez élevé de 3,7% et les Cyperaceae 1,4%. On a aussi identifié des phytolithes de Podostemaceae (0,6%). L'indice D/P est de 0,2 ; l'Iph et le Fs enregistrent respectivement 34% et 37%.

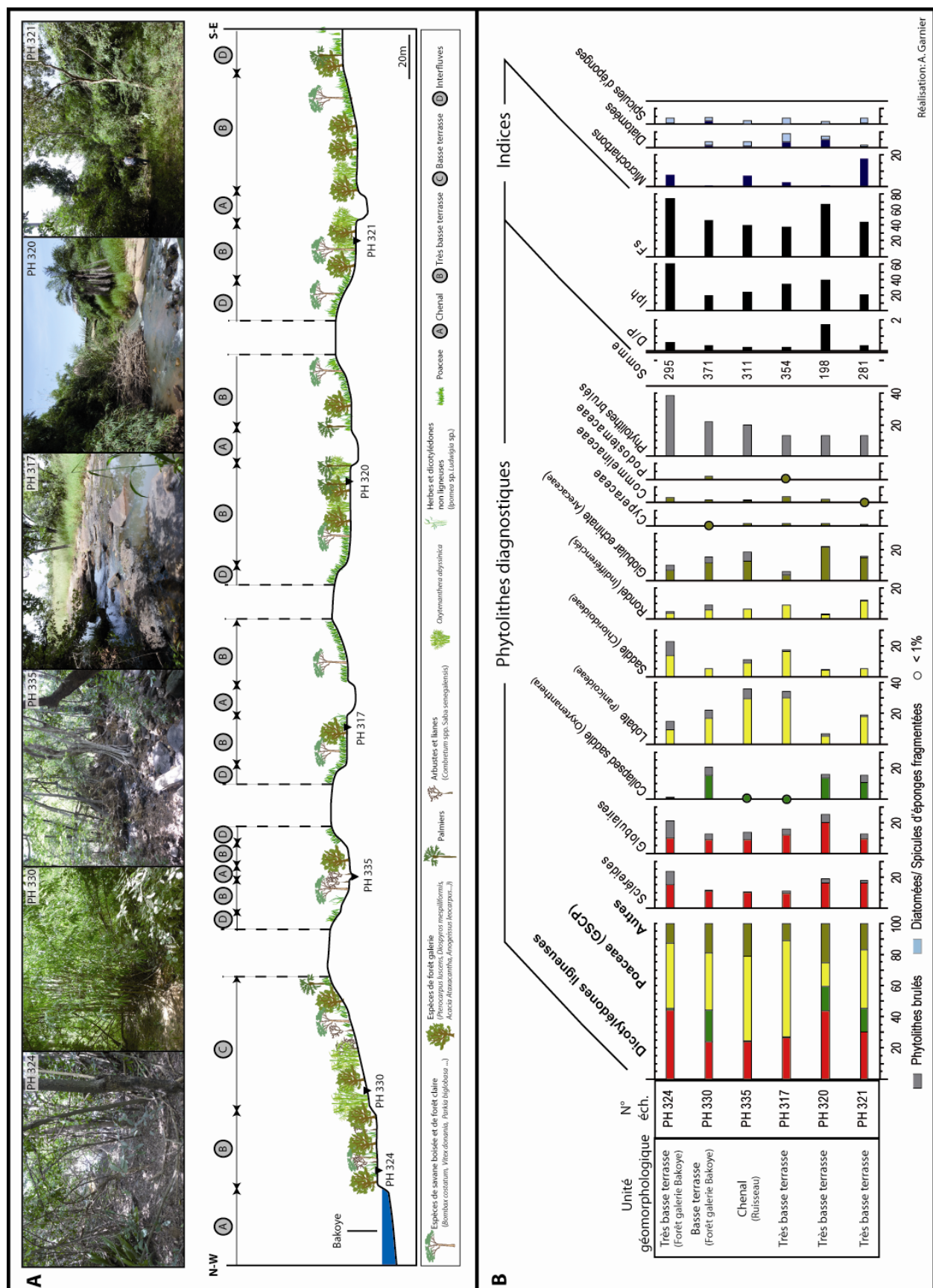


Figure 6.14: Les assemblages phytolithiques des échantillons de surface de Kita

(A) Localisation des échantillons de surface (B) Diagramme des assemblages phytolithiques

L'assemblage phytolithique de la très basse terrasse du Bakoye (**PH 324**) indique un milieu plus ouvert malgré un diagnostic botanique indiquant une végétation assez fermée. En effet, même si les dicotylédones ligneuses sont très bien représentées avec 44,4%, les phytolithes de Poaceae atteignent une valeur élevée de 42%. Les scléréides dominent légèrement les "globular decorated" avec un taux de 23,7% contre 20,7%. Cependant, l'élément le plus marquant est le taux élevé des phytolithes caractéristiques des Chloridoideae qui sont dominants au sein des Poaceae et atteignent 22,4%. Les Panicoideae ne représentent que 14,9% de l'assemblage des phytolithes diagnostiques. Les phytolithes des Bambusoideae sont faiblement enregistrés (1%). Les Arecaceae indiquent une valeur de 9,8% alors qu'ils ne sont pas présents dans la végétation environnante. Les Commelinaceae atteignent 3% et aucun phytolithe de Cyperaceae ou de Podostemaceae n'a été observé dans les enregistrements. L'indice D/P est de 0,5, l'Iph de 60% et celui de l'indice Fs est de 74%, soulignant un stress hydrique de la végétation enregistrée par les phytolithes. De même, on remarque que les phytolithes brûlés sont abondants dans cet assemblage, atteignant près de 40%.

L'assemblage phytolithique de l'échantillon prélevé dans les dépôts de la **basse terrasse** du Bakoye à seulement 20 m de l'échantillon précédemment décrit (PH 324) est différent. Les Poaceae sont plus faiblement représentées avec 36,4%. Il en est de même pour les dicotylédones ligneuses qui atteignent seulement 24%, soit presque une diminution de moitié. Les valeurs sont presque identiques entre les "globular decorated" (12,4%) et les scléréides (11,6%). Les Panicoideae sont ici largement dominants puisqu'ils enregistrent un taux de 22,1% contre seulement 5,4% pour les Chloridoideae. Les morphotypes caractéristiques de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* enregistrent un taux record de 20,5%. Les Arecaceae comptabilisent 15,1%, ils ne sont pourtant pas présents dans la végétation locale mais ont été observés à quelques mètres. Les Commelinaceae atteignent 1,9%, les Cyperaceae 0,5% et les Podostemaceae 1,6%. Ainsi, malgré un taux de couverture végétale assez élevé (75%), l'indice D/P est assez faible (0.3). Il en est de même pour l'Iph qui indique 19,6%. L'indice Fs est de 45%.

6.2.2.2. Le cercle de Siby

Trois échantillons ont été prélevés près de la ville de Siby, située à une quinzaine de kilomètres de Bamako. Les paysages correspondent ici aux falaises du plateau gréseux des Monts Mandingues qui dominent de plusieurs centaines de mètres la plaine de Siby et à une échelle plus large, la vallée du Niger.

a. Végétation et unités géomorphologiques échantillonnées

Les échantillons ont été prélevés en bas de la falaise dans le bassin d'arrivée d'une chute, dans une très basse terrasse et dans un champ (Fig.6.15).

L'échantillon **337** a été prélevé dans le bassin d'arrivée (**chenal**) d'une chute (Chute de Danda) qui provient d'un cours d'eau du plateau gréseux. La végétation du bassin versant à l'amont de la chute est difficile à décrire en raison de l'impossibilité d'accéder au sommet de la falaise. Cependant, l'observation des photographies aériennes (Google Earth) permet tout de même de tirer quelques observations. Le grès occupe la majeure partie de l'espace sur le plateau, en revanche, les sites protégés tels que les failles et diaclases sont caractéristiques d'une végétation arborée très dense. S'il est difficile d'identifier les espèces arborées, on observe cependant la présence d'Arecaceae, facilement identifiable sur des photographies aériennes de bonne qualité. En dehors de ces failles, la végétation sur le plateau semble assez pauvre avec la présence d'arbustes tels que les Combretaceae. De même, le long de la chute la présence de l'eau a permis aux arbres, herbes et graminées de pousser. Les espèces de forêts galeries ainsi que des espèces de zones humides ont pu être observées (Fig.6.16. Photo PH 337). Enfin, le bassin d'arrivée de la chute est principalement entouré par des Panicoideae.

À l'est de cette région un échantillon a été prélevé dans la **très basse terrasse** d'un cours d'eau temporaire (**PH 318**). La forêt galerie est assez dense avec un taux de couverture arborée évalué à 80%. Elle est cependant assez particulière puisqu'elle est majoritairement composée d'une espèce de palmiers (Arecaceae) *Raphia* cf. *sudanica* qui est associée à *Daniellia oliveri*. Plusieurs espèces d'herbes ont été observées et notamment *Triumfetta pentandra*, *Biophytum petersianum*, *Nelsonia canescens*, *Hibiscus* sp., *Cyperus*/ *Mariscus*, *Commelina* sp., *Floscopa* sp. Quelques Panicoideae ont aussi été identifiées.

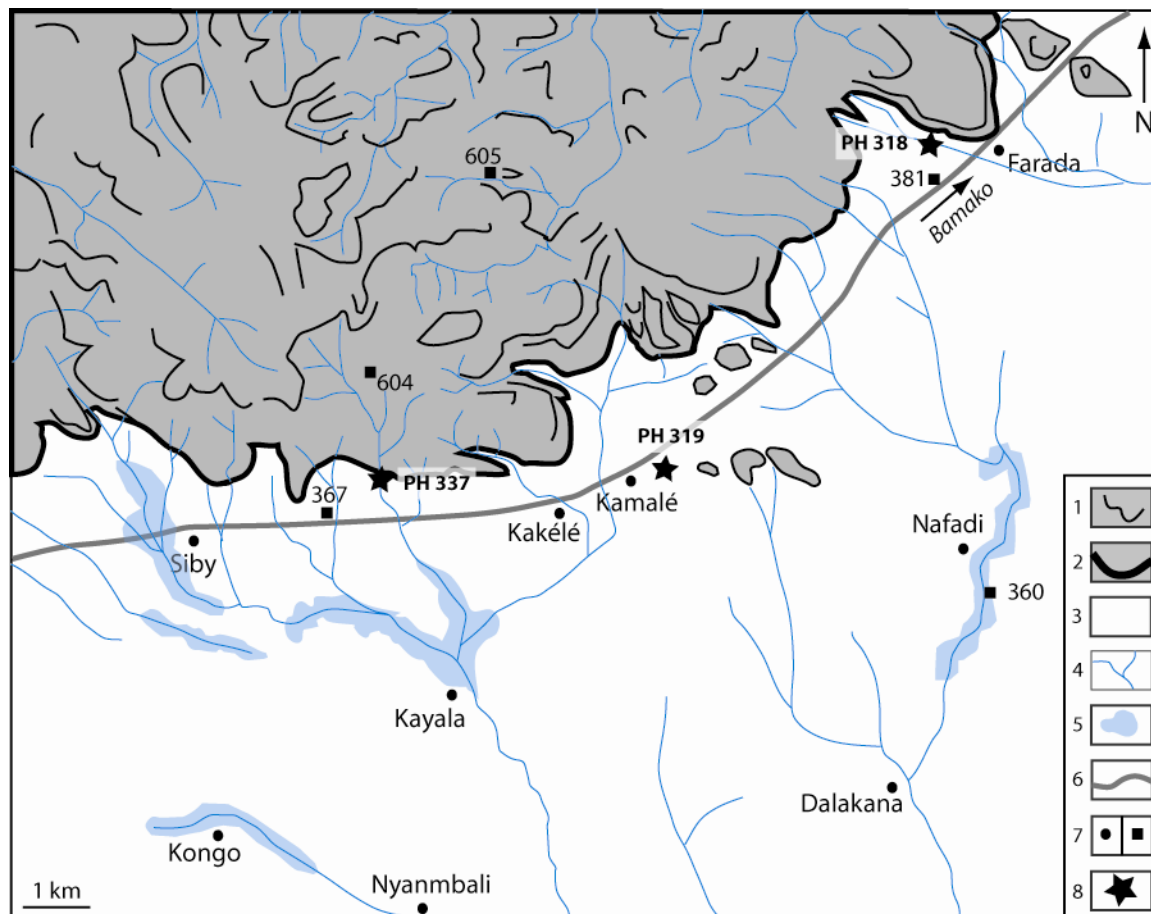


Figure 6.15: Localisation des échantillons prélevés dans la région de Sibi

1. Plateau gréseux Mandingue; 2. Escarpement principal; 3. Plaine 4. Cours d'eau temporaire; 5. Zone inondée saisonnièrement occupée par des rizières; 6. Route principale; 7. Village/Point coté; 8. Echantillon

Enfin, un échantillon a été prélevé dans un **champ** sur la route entre Bamako et Siby, près du village de Kakélé (**PH 319**). Ce parc arboré est typique des champs de cases qui associe plusieurs types de cultures à savoir ici le maïs, le mil (*Pennisetum glaucum*) et le coton. On retrouve de nombreuses adventices telles que *Commelina benghalensis* qui est dominante, *Acanthospermum hispidum*, *Leucas martinicensis*, *Ipomoea eriocarpa*, *Celosia trigyna*, *Oldenlandia corymbosa*, *Cassia nigricans*, *Corchorus tridens*, cf. *Kyllinga squamulata*, *Mitracarpus scaber*. Les Poaceae qui ont été identifiées concernent *Digitaria horizontalis*, *Eleusine indica*. Au alentour, on pu observer les espèces arborés suivantes : *Raphia* cf. *sudanica*, *Daniellia oliveri*.

b. Assemblages phytolithiques

La composition phytolithique des sédiments prélevés au sein de la **chute** de Danda est caractérisée par une dominance des phytolithes de Poaceae qui totalisent 44,5% contre 30,5% pour ceux produits par les dicotylédones ligneuses. Au sein de la classe des Poaceae, les Panicoideae sont largement représentés avec une valeur de 31,3% alors que les phytolithes de Chloridoideae et de Bambusoideae ne totalisent que 4,8%

chacun. Les "globular decorated" épineux sont quant à eux assez bien enregistrés atteignant 16,9% des phytolithes diagnostiques. Enfin les Commelinaceae et les Cyperaceae représentent chacun 1,5% et les Podostemaceae 0,2%. L'indice D/P est de 0,5. En revanche, l'Iph a une valeur très faible avec seulement 13,3%, ce qui indique une dominance des Panicoideae dans l'enregistrement. La valeur de l'indice Fs est de 33%. Ces résultats témoignent d'une végétation où la strate arborée et la strate graminéenne sont bien représentées. On observe cependant une forte dominance des cellules courtes associées aux Panicoideae.

L'assemblage phytolithique prélevé dans les dépôts de la **très basse terrasse** diffère de celui décrit précédemment. Les phytolithes produits par les Poaceae ne représentent que 19,6%. Les GSCP "lobate" (Panicoideae) sont encore une fois dominants puisqu'ils atteignent 12,2% et les "saddle" (Chloridoideae) seulement 5%. Aucun morphotype caractéristique des Bambusoideae n'a été identifié.

Le taux des dicotylédones ligneuses est de 28,3%. Cependant, l'originalité de cet assemblage phytolithique réside dans le taux très élevé des "globular echinate" (Arecaceae) qui représentent 50% de l'ensemble des phytolithes diagnostiques. La part des Commelinaceae est de 1,2% et celle des Cyperaceae est de 0,9%. L'indice D/P est assez élevé avec une valeur de 1,1 suggérant une végétation assez fermée.

L'Iph et le Fs sont respectivement de 29% et de 55%. Les résultats de l'assemblage des phytolithes diagnostiques et des indices indiquent une végétation plutôt fermée qui est largement dominée par la présence d'espèces de la famille d'Arecaceae.

L'échantillon prélevé au sein du **parc arboré** constitue un assemblage phytolithique particulier. La part des phytolithes de Poaceae et de dicotylédones ligneuses est presque équivalente avec 47% pour les cellules courtes des Poaceae et 47,3% pour les scléréides (15,1%) et les "globular decorated" (32,2%) rassemblés. Cependant, pour les Poaceae les Panicoideae sont largement dominants atteignant 34% du total des phytolithes diagnostiques. Comme pour les assemblages du Pays Dogon, on suppose qu'ils sont originaires des espèces domestiquées telles que le mil ou encore le maïs qui appartiennent aux Panicoideae. Les Chloridoideae sont très marginaux dans cet assemblage puisqu'ils ne représentent que 3,2%. Il en est de même pour les Arecaceae qui ne comptabilisent que 3,7%. Les Commelinaceae (0,8%) et les Cyperaceae (1,2%) sont aussi faiblement représentés. L'indice D/P est assez élevé avec 0,7, ce qui est assez étonnant vu la végétation contemporaine de ces champs où les arbres ne sont pas dominants. En revanche, l'indice Iph est très bas puisqu'il est de seulement 8,7% ce qui indique la forte présence des Poaceae de la sous-famille des Panicoideae. L'indice Fs est de 54%.

Pour les échantillons prélevés dans les régions de Kita et Siby, le même schéma taphonomique que pour ceux de la vallée du Yamé est observé. Les sédiments du chenal contiennent un assemblage phytolithique suggérant un milieu plus ouvert que pour les échantillons de plaine alluviale. Ces derniers en revanche, semblent représenter un mélange de phytolithes déposés localement mais aussi apportés des zones plus éloignées par le biais des cours d'eau et des crues. En effet, lorsque qu'une espèce est observée comme dominante dans la forêt galerie telle que *Oxytenanthera abyssinica* (PH 321) ou la famille des Arecaceae (PH 318), les phytolithes qui lui sont diagnostiques sont bien représentés dans les enregistrements. En revanche, dans ces mêmes échantillons on a pu identifier des phytolithes produits par des familles non présentes localement. Cela nous indique qu'ils proviennent d'une aire plus vaste et qu'ils ont été transportés puis déposés par l'eau lors des épisodes de crues. Enfin, les échantillons de champs et de forêt galerie de la basse terrasse sont représentatifs de la composition végétale locale avec les phytolithes des Panicoideae pour les champs et ceux des Bambusoideae pour la basse terrasse du Bakoye. En revanche, la différence majeure par rapport aux assemblages phytolithiques de la zone soudano-sahélienne réside dans l'abondance des GSCP "lobate" et l'identification d'un nouveau phytolithe "collapsed saddle", diagnostique de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica*. De même, on observe que le nombre de phytolithes brûlés est plus abondant dans cette région soudanienne. C'est cohérent puisque les feux de brousse y sont encore pratiqués.

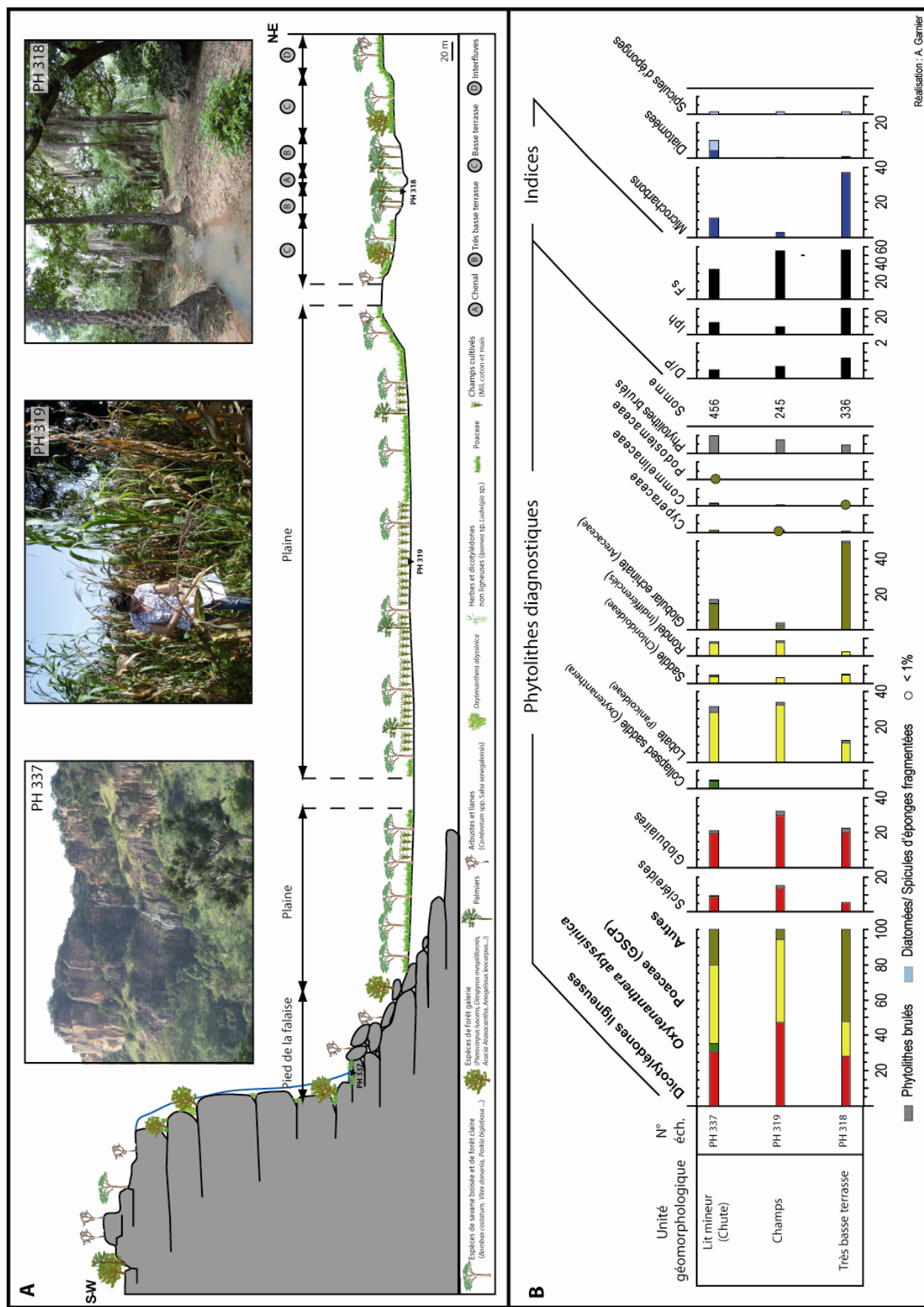


Figure 6.16 : Les assemblages phytolithiques de la région de Sibi
 (A) Localisation des échantillons de surface (B) Diagramme des assemblages phytolithiques

6.3. Interprétation des assemblages phytolithiques modernes : taphonomie et représentativité

6.3.1. Milieux enregistreurs et taphonomie des phytolithes

Les résultats de l'étude des échantillons contemporains indiquent que la taphonomie des phytolithes doit être considérée dans l'interprétation et la reconstruction des dynamiques paysagères. En effet, la composition des assemblages phytolithiques est différente selon le milieu mais aussi selon la nature du sédiment échantillonné. Trois types de sédiment correspondant à des modes de transport et à des aires d'origine différents peuvent être identifiés : les échantillons de sols, les sédiments colluviaux et alluviaux.

6.3.1.1. Les échantillons de sols

Seuls les sols de glaciis cultivés et les sols squelettiques du glaciis supérieur ont été échantillonnés.

Pour les échantillons prélevés dans les glaciis cultivés du pays Dogon (Ounjougou et Doucombo), les assemblages phytolithiques sont similaires, dominés par des phytolithes de *Panicoideae* qui représentent plus de 25% de l'ensemble des phytolithes diagnostiques. Normalement, la strate graminéenne de la savane sahélo-soudanienne est composée majoritairement d'espèces appartenant à la sous-famille des *Chloridoideae*. Cette abondance des phytolithes de *Panicoideae* dans ce milieu semi-aride ne peut être que le résultat de la décomposition locale du mil (*Pennisetum glaucum*) qui appartient à cette sous-famille et qui est cultivé chaque année au cours de la saison humide. Les résultats de l'assemblage phytolithique de l'échantillon de champs prélevé en milieu soudanien convergent vers les mêmes conclusions puisque les phytolithes de *Panicoideae* atteignent plus de 30%. En revanche, ce même assemblage comporte un taux de phytolithes de dicotylédones ligneuses plus élevé que pour les échantillons de champs de la zone sahélo-soudanienne. Cela est dû aux caractéristiques bioclimatiques de la région soudanienne puisque la strate arborée est plus importante dans la composition de la végétation. Ces trois échantillons sont représentatifs de la végétation locale ce qui indique que les particules des sols, dotés d'une couverture graminéenne pendant la saison humide, sont faiblement concernés par un transport par le biais du ruissellement ou encore du vent.

Dans les échantillons des sols squelettiques situés sur le glaciis supérieur où affleurent les grès, les assemblages phytolithiques sont aussi significatifs d'une végétation ouverte. En revanche, alors que l'échantillon prélevé à Doucombo comporte une part élevée de phytolithes produits par les *Chloridoideae* (29%), celui de Fiko, au contraire, est dominé par les phytolithes de *Panicoideae* (30%). Cela peut s'expliquer par les caractéristiques géomorphologiques locales. Il semble que l'érosion des sols par le ruissellement soit plus intensive sur le glaciis supérieur de Fiko qu'à Doucombo. En effet, on a pu observer à Doucombo, sur le sommet des interfluvies, la présence de petits murets, reliques des limites d'anciens champs, mais qui sont entretenus encore aujourd'hui afin de limiter l'érosion des sols. Ainsi, à Doucombo l'assemblage phytolithique est représentatif de la végétation locale qui se distingue des autres milieux par une forte présence des *Chloridoideae*, espèces typiques de ces sols minces et secs. En revanche, à Fiko, ces petits murets sont clairsemés et démantelés. Il est clair qu'ils n'ont pas été entretenus suite à l'abandon des parcelles. Ainsi, au contraire de Doucombo, l'érosion aréolaire est intense pendant la saison des pluies où les sols sont décapés chaque année. Dans ce secteur, les interfluvies font figures de glaciis d'érosion pour former en contrebas des glaciis d'accumulation que nous avons identifiés ici comme glaciis-terrasses, caractéristique à la fois d'un apport colluvial et alluvial. Dans ces formations de glaciis érodés, les assemblages phytolithiques identifiés correspondent en fait aux héritages de la végétation passée. Alexandre

et al. (1999) ont d'ailleurs démontré dans une étude sur des profils de sols ferralitiques, en domaine tropical, qu'à 30 cm de profondeur, l'âge moyen des phytolithes était d'environ 1000 ans. La composition phytolithique de cet échantillon de surface semble indiquer une végétation antérieure marquée par la présence de champs de mil dans ces espaces aujourd'hui abandonnés.

*Dans les échantillons des champs cultivés, l'abondance des GSCP "lobate" suppose une origine locale des phytolithes, vraisemblablement produits par le mil (*Pennisetum glaucum*). En revanche, l'origine des phytolithes enregistrés dans les sols squelettiques varie selon les conditions géomorphologiques et anthropiques locales. À Doucombo, les phytolithes reflètent bien la végétation locale actuelle alors que ceux de Fiko, prélevés dans des sols érodés sont témoins de la végétation passée.*

6.3.1.2. Les échantillons de colluvions

Deux échantillons ont été prélevés dans des sédiments colluviaux à Fiko, dans la moyenne vallée du Yamé. Les deux échantillons ont été prélevés en surface sur les glacis-terrasses dominants le cours d'eau. Même si la végétation et la localisation topographique sont similaires à celles de la basse terrasse des autres tronçons du Yamé, les assemblages sont très différents. En effet, la composition phytolithique de ces sédiments colluviaux indique un taux élevé de Panicoideae, atteignant plus de 25%. Ces surfaces sont cultivées mais comportent une couverture arborée assez dense. Pourtant, les phytolithes de dicotylédones ligneuses enregistrent des valeurs nettement inférieures aux autres échantillons de la forêt galerie de la vallée du Yamé. Ceci s'explique par un apport latéral des sédiments et donc des phytolithes qui proviennent des surfaces situées en amont sur les glacis où la végétation est plus ouverte.

Les phytolithes enregistrés dans les sédiments colluviaux ont une origine extra-locale provenant des versants.

6.3.1.3. Les échantillons des dépôts alluviaux

Dans les enregistrements alluviaux, l'origine des phytolithes dépend de la localisation des unités géomorphologiques au sein du système fluvial mais aussi de l'énergie et de l'occurrence des flux liquides.

Les **dépôts de chenaux** sont majoritairement constitués de sables grossiers qui sont transportés durant la saison humide par ruissellement des interfluves vers le chenal. On peut observer pour les échantillons prélevés dans le chenal du Yamé de l'amont vers l'aval que les assemblages phytolithiques sont assez similaires, indiquant une végétation assez ouverte. Les Poaceae enregistrent des valeurs allant de 50,5% à Ounjougou jusqu'à 64% à Sampara. Ainsi, les dépôts de chenaux contiennent des phytolithes qui proviennent de la végétation environnante, située sur les interfluves. De même, l'assemblage phytolithique identifié dans les sédiments prélevés dans le chenal du Ravin sud à Ounjougou indique une origine régionale puisque celui-ci est représentatif de la végétation plus arborée de ce petit bassin versant.

Pour les sédiments prélevés dans la **très basse terrasse**, qui correspondent à des sables déposés lors de la crue saisonnière, les assemblages phytolithiques sont comparables à ceux des dépôts de chenaux. C'est le cas à Ounjougou et Sampara. Il est impossible de tirer des conclusions similaires pour les échantillons prélevés dans le chenal et la très basse terrasse de cours d'eau en zone soudanienne puisque nous n'avons pas pu prélever dans les lits mineurs adjacents en raison du haut niveau d'eau. Cependant, on remarque que

malgré une forêt galerie très dense, les assemblages phytolithiques des échantillons prélevés dans les très basses terrasses soudaniennes comportent des valeurs non négligeables de Poaceae. Cela indique la présence de phytolithes provenant des savanes herbeuses environnantes. En revanche, la part des phytolithes provenant de la forêt galerie rivulaire semble être plus importante qu'en zone sahélienne. En effet, lorsque l'espèce de Bambusoideae *Oxytenanthera abyssinica* a été identifiée localement dans la plaine d'inondation saisonnière, la valeur des phytolithes diagnostiques de cette espèce ("collapsed saddle") atteignent 15% dans ces assemblages. Cela nous indique que lorsque la forêt galerie est relativement dense, les dépôts de plaine d'inondation saisonnièrement inondée contiennent principalement des phytolithes issus des espèces de la forêt galerie locale et secondairement, de la savane environnante.

En revanche, les contenus phytolithiques des dépôts de la **basse terrasse** (plaine alluviale) de la vallée du Yamé sont très différents de ceux contenus dans les autres sédiments alluviaux. Les phytolithes de dicotylédones ligneuses atteignent des valeurs supérieures à 50%. Ces résultats sont représentatifs de la végétation de la forêt galerie, plus arborée que le reste du bassin versant, et nous indique donc une origine locale des phytolithes. En zone soudanienne, l'échantillon prélevé dans les sédiments de la basse terrasse du Bakoye indique aussi clairement une origine locale des phytolithes avec des valeurs importantes pour les Bambusoideae (*Oxytenanthera abyssinica*) et les Panicoideae. Ces unités géomorphologiques sont faiblement concernées par les flux liquides et solides apportés lors des épisodes de crues, ce qui favorise le processus de pédogénèse. Les particularités géomorphologiques de ces milieux conduisent à une origine très locale des phytolithes qui sont déposés *in situ* par les espèces de forêt galerie.

Pour les environnements de **mare**, dont le mode de dépôt sédimentaire est caractérisé par le processus de décantation, l'origine spatiale des phytolithes est aussi locale. Dans la vallée du Yamé, les dépôts de la mare prélevés à Sampara sont caractéristiques d'un assemblage dominé par les GSCP "lobate", majoritairement produites par les Panicoideae. Le bourgou (*Echinochloa stagnina*), une espèce appartenant à cette sous-famille de Poaceae, prolifère autour de ces mares et dans tout le Delta intérieur du Niger. Les phytolithes enregistrés dans les sédiments fins de mares résultent principalement des espèces graminéennes entourant ces zones humides.

Il existe une signature phytolithique des dépôts alluviaux étudiés. Les dépôts sableux du chenai et de la très basse terrasse transportés des interfluves vers le talweg pendant la saison humide contiennent une part plus importante des phytolithes originaires des Poaceae de la savane environnante. Cependant, cette contribution extra-locale est moins importante en zone soudanienne, là où la forêt galerie est nettement plus dense. Au contraire, les dépôts fins de basse terrasse et de mares, qui résultent d'un mode de dépôt de faible énergie, contiennent majoritairement des phytolithes issus de la végétation locale. Ainsi, dans toute étude phytolithique, s'intéresser à la taphonomie des dépôts permet une reconstruction spatiale plus précise des dynamiques environnementales.

6.3.2. Représentativité des phytolithes dans les assemblages modernes

L'étude contemporaine des enregistrements phytolithiques contenus dans différents types de dépôts nous a ainsi permis de mettre en évidence une relation entre la nature sédimentologique de ces milieux enregistreurs et l'origine des phytolithes qu'ils contiennent. Ainsi, en associant une étude géomorphologique des dépôts à l'analyse des phytolithes, il est possible de déterminer l'échelle spatiale de reconstruction de la végétation. Le deuxième objectif était de déterminer si certains phytolithes étaient

représentatifs d'habitats particuliers et pouvaient être ainsi des indicateurs clés dans l'interprétation des assemblages phytolithiques des échantillons fossiles.

6.3.2.1. Détermination des phytolithes « clés »

Afin de déterminer l'importance de chacun des morphotypes dans l'interprétation des assemblages fossiles et les valeurs seuils de chacun d'entre eux selon les différents habitats, nous avons mené une statistique descriptive des différents morphotypes selon leur positionnement au sein du système fluvial et selon leur origine régionale. Pour la description des morphotypes, nous avons utilisé la moyenne ainsi que l'écart type à la moyenne et l'intervalle de confiance à 95% (Figs. 6.17 ; 6.18 ; 6.19). En raison du nombre relativement faible des échantillons selon les unités géomorphologiques, il est apparu plus cohérent d'utiliser l'écart type à la moyenne qui prend en compte le nombre d'échantillon et non l'écart type de base (Barboni *et al.*, 2007). En effet, le nombre d'échantillons est peu élevé, ce qui peut compromettre l'interprétation de ces données. Cependant, ce type d'analyse est tout de même utile afin de comparer la variabilité des morphotypes selon les unités géomorphologiques et de montrer l'intérêt de certains d'entre eux dans la description des différents habitats.

a. Les phytolithes de dicotylédones ligneuses

La part de chacun des morphotypes de dicotylédones ligneuses ("globular decorated" et scléréides) dans les assemblages par rapport à l'ensemble des phytolithes diagnostiques a été calculé (Fig.6.17). D'une manière générale, il apparaît que les "globular decorated" sont, pour chaque région et chaque unité sédimentaire étudiée, plus abondants dans les assemblages que les scléréides (Fig.6.17).

Concernant les **scléréides**, on observe qu'ils atteignent en moyenne des valeurs équivalentes ou supérieures à 10% pour l'ensemble des unités sédimentaires pour les échantillons de la zone soudanienne (Kita et Siby). Ils atteignent des valeurs plus abondantes dans les échantillons de très basse terrasse et de champs ($>15\%$). En revanche, pour les échantillons de la vallée du Yamé, trois unités sédimentaires enregistrent des valeurs inférieures à 10%. Seuls les échantillons du chenal ($13,5 \pm 1,5\%$) et plus particulièrement de basse terrasse ($22,4 \pm 1,5\%$) enregistrent une part élevée des scléréides. Pour cette dernière unité sédimentaire, on remarque que les **"globular decorated"** sont aussi particulièrement abondants avec une moyenne de $36,8 \pm 1,7\%$. Cela nous indique que les arbres de la zone sahélo-soudanienne produisent à la fois des "globular decorated" et des scléréides mais que les quantités produites de "globular decorated" sont plus élevées. Pour la zone sahélo-soudanienne, les "globular decorated" sont aussi relativement abondants dans les échantillons du glaciaire supérieur. Même si la valeur enregistrée par les "globular decorated" n'est pas particulièrement élevée, elle est largement supérieure à celle des scléréides ($7,3 \pm 0,9\%$ contre $19,5 \pm 0,03\%$). En effet, ils représentent entre 70% et 75% du total des dicotylédones ligneuses. Ces espaces sont dominés par les petits arbres et arbustes tels que *Combretum* sp. et *Balanites aegyptiaca*. Même si ces espèces sont très peu productives de phytolithes, il semble qu'elles produisent en grande majorité des "globular decorated". Pour la zone soudanienne, on remarque que les "globular decorated" sont particulièrement abondants dans l'assemblage des glaciaires cultivés (32%). Ainsi, dans les parcs arborés soudanais où *Daniellia oliveri* est majoritaire, les phytolithes "globular decorated" dominent largement.

On observe peu de variabilité dans l'abondance absolue des deux morphotypes, scléréides et "globular decorated", entre les différentes zones bioclimatiques. En revanche, on remarque que le rapport entre les deux est différent selon la zone concernée et surtout, selon les types de formations végétales étudiées. En effet, les scléréides semblent plus abondants dans les échantillons de très basse terrasse et de basse terrasse

soudanienne alors que pour le reste des habitats, ce sont les "globular decorated" qui dominent largement les dicotylédones ligneuses. Ainsi, un rapport entre les scléréides et les "globular decorated" (S/G) a été réalisé afin de mettre en avant un seuil qui permettrait de distinguer les ligneux des différentes zones bioclimatiques et/ou des différents habitats (Fig.6.17). On observe que la valeur 0,8 représente la limite entre la forêt galerie soudanienne et les habitats de forêt galerie et de savane sahélo-soudanienne mais aussi de la savane soudanienne. Ainsi, si l'abondance absolue des scléréides et des "globular decorated" ne permet pas réellement de distinguer les différents habitats, le rapport entre les deux semble être un indicateur clé pour l'interprétation des assemblages fossiles. Cet indice S/G permet en effet de distinguer les espèces de forêt galerie soudanien des autres habitats avec un seuil à 0,8.

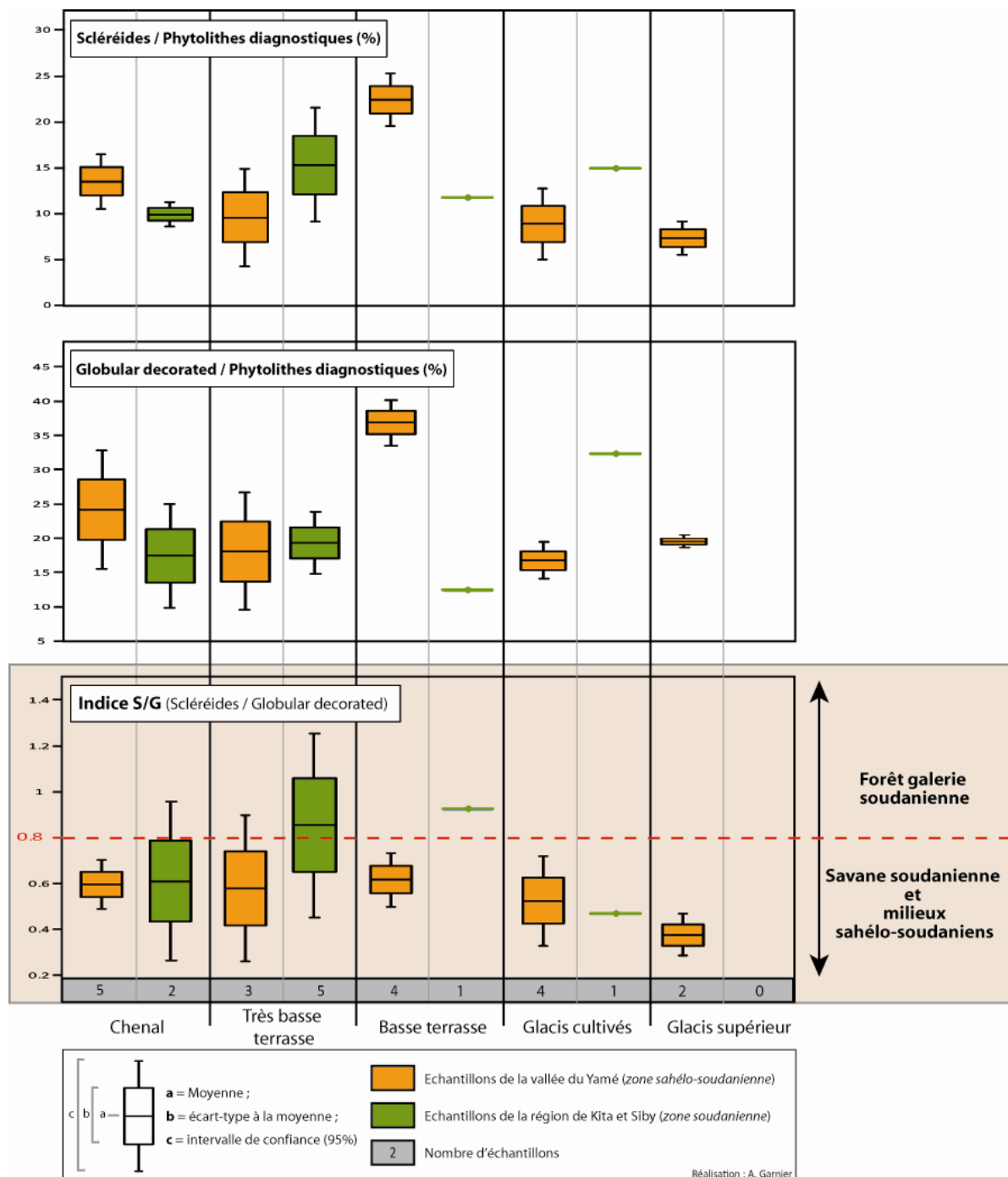


Figure 6.17: Statistiques descriptives de la part des phytolithes de dicotylédones ligneuses selon leur région bioclimatique d'origine et en relation avec leur positionnement dans le système fluvial

b. Les cellules courtes de Poaceae

Les cellules courtes produites par les Poaceae sont très utiles dans l'interprétation des assemblages phytolithiques grâce à leur signification taxonomique fine. Une analyse statistique descriptive de la part des principales GSCP ("lobate", "saddle" et "rondel") par rapport au total des phytolithes diagnostiques a été calculée. L'analyse concernant les morphotypes diagnostiques des sous-familles de Panicoideae et de Chloridoideae est présentée ci-dessous (Fig.6.18).

Elle est associée à l'indice Iph qui fait le rapport entre ces deux morphotypes. En revanche, l'analyse descriptive des GSCP "rondel", qui ne permettent pas de distinguer clairement de sous familles, est présentée en annexe (Annexe 6.1).

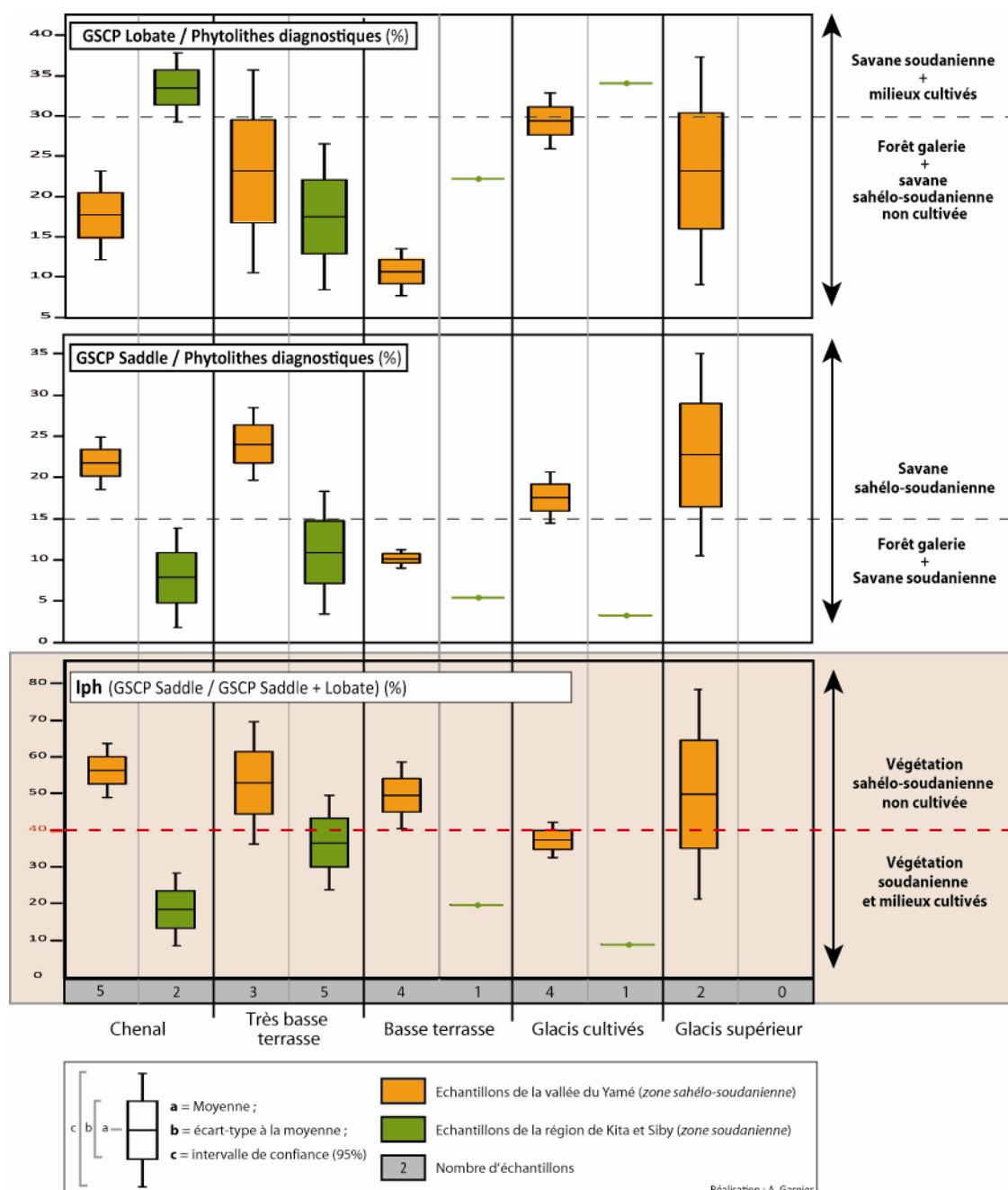


Figure 6.18 : Statistiques descriptives de la part des cellules courtes de Poaceae selon leur région bioclimatique d'origine et en relation avec leur positionnement dans le système fluvial

Au contraire des GSCP "lobate", les "saddle" indiquent clairement le développement d'une végétation graminéenne sahélo-soudanienne puisqu'elles sont nettement plus abondantes dans tous les échantillons de la vallée du Yamé que dans ceux de la zone soudanienne. En domaine sahélo-soudanien, ce morphotype, produit majoritairement par les Chloridoideae, est plus abondant dans les échantillons représentant la végétation régionale et extra-locale (chenal et très basse terrasse) mais aussi dans ceux des sols squelettiques entre les interfluves gréseux. Ainsi, on remarque qu'un taux supérieur à 15% est caractéristique de la végétation des interfluves en zone sahélo-soudanienne qu'elle soit cultivée ou non. Au contraire, une valeur inférieure à 15% est caractéristique de la végétation soudanienne. La forte proportion des phytolithes de Chloridoideae indique donc une végétation basse et adaptée à l'aridité, caractéristique des graminées qui poussent sur le plateau gréseux.

Si l'on effectue le rapport entre ces deux morphotypes, ce qui correspond à l'indice **Iph**, il est ainsi possible de caractériser le type de savane. D'une manière générale, les échantillons de la zone soudanienne comportent les valeurs les plus faibles pour l'indice Iph (Fig.6.18). Ces résultats sont assez logiques puisque les Panicoideae poussent principalement en zone soudanienne alors que la savane sahélienne est caractérisée par une strate graminéenne basse dont les principales espèces appartiennent à la sous famille des Chloridoideae. La limite de $20 \pm 1.4\%$ proposée par Bremond *et al.*, (2008) pourrait être dans notre étude ramenée à 40% afin de différencier les échantillons de la zone soudanienne dominée par les Panicoideae de ceux de la zone sahélo-soudanienne, où les Chloridoideae sont nettement mieux représentées. Cependant, pour la zone sahélo-soudanienne, les seules valeurs situées en dessous de 40% proviennent des échantillons de champs (glacis cultivés et enregistrement fossile de champs au sein du glacis supérieur) et de la mare à Sampara (Fig.6.18). Les Poaceae poussant dans ces environnements sont dominés par des espèces appartenant aux Panicoideae et produisant des GSCP "lobate" (*Echinochloa stagnina* pour les mares et *Pennisetum glaucum* pour les champs). Le problème de l'interprétation de l'indice Iph dans les zones humides a déjà été soulevé (Barboni *et al.*, 2007 ; Novello *et al.*, 2012). En revanche, le problème de son calcul dans les échantillons issus d'environnements cultivés n'a encore jamais été relevé dans des études antérieures. Ces résultats indiquent que la valeur de l'indice Iph ne peut pas être assumée dans les environnements où le mil est cultivé (Garnier *et al.*, 2013). Cela pose un problème notamment pour l'interprétation des échantillons fossiles. Cependant, étudier les caractéristiques sédimentologiques des sédiments et déterminer leur mode de transport et de dépôt peut nous aider à résoudre ces difficultés dans l'interprétation des indices. Pour nos échantillons modernes, une limite à 40% permet ainsi de différencier la végétation sahélo-soudanienne non cultivée des habitats soudaniens et des milieux cultivés.

Les phytolithes caractéristiques des autres sous-familles de Poaceae n'ont pas été intégrés dans la figure de synthèse. Concernant les GSCP "rondel", elles ne permettent pas de caractériser clairement de sous familles alors que les autres cellules courtes ne sont présentes qu'en nombre restreint et concernent seulement quelques environnements de dépôt.

Les GSCP "rondel" et les autres cellules courtes indifférenciées présentent un enregistrement relativement similaire à celui des GSCP "saddle" (Annexe 6.1). Ils sont plutôt représentatifs des environnements de la zone sahélo-soudanienne atteignant en moyenne 15% de l'ensemble des phytolithes diagnostiques des échantillons de la vallée du Yamé contre environ 8% en moyenne pour ceux de la région de Kita et Siby. On remarque notamment qu'ils enregistrent des valeurs élevées pour les échantillons du glacis supérieur sur les interfluves gréseux ($20,1 \pm 1,5\%$).

Les autres cellules courtes, présentes en faible nombre, représentent cependant des indicateurs écologiques précieux afin de caractériser les environnements passés à partir des assemblages fossiles. Ainsi, le morphotype "**collapsed saddle**" apparaît comme un bon indicateur de la présence de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica*. Lorsque celle-ci a été observée, son morphotype diagnostique atteint des valeurs

situées entre 15 et 20%. On peut aussi noter que cette espèce a été observée seulement dans la zone soudanienne et dans les forêts galeries de petits cours d'eau intermittents. Dans la forêt galerie à proximité du Bakoye, qui est nettement plus énergétique, *Oxytenanthera abyssinica* a été observé à plusieurs mètres en marge de cette forêt galerie. Cela nous indique que ce bambou ne pousse que dans des forêts galeries de cours d'eau dont l'énergie hydrologique n'est pas trop puissante pendant les périodes de crues. De même, cette espèce héliophile ne pousse pas dans les habitats trop fermés.

Les GSCP "Scooped bilobate" caractéristiques des Ehrhartoideae indiquent clairement des environnements de zones humides puisqu'ils ont été seulement observés à Sampara. Ils semblent signaler la présence du riz qu'il soit domestiqué (*Oryza glaberrima*) ou sauvage (*Oryza barthii*).

c. Les familles spécifiques

L'analyse statistique descriptive de l'abondance des phytolithes diagnostiques des familles spécifiques Arecaceae, Cyperaceae, Commelinaceae et Podostemaceae par rapport au total des phytolithes diagnostiques a été établie. Seule celle correspondant aux Arecaceae est présentée ici (Fig.6.19), les statistiques descriptives des autres familles, peu informatives, sont présentées en annexe (Annexe 6.1).

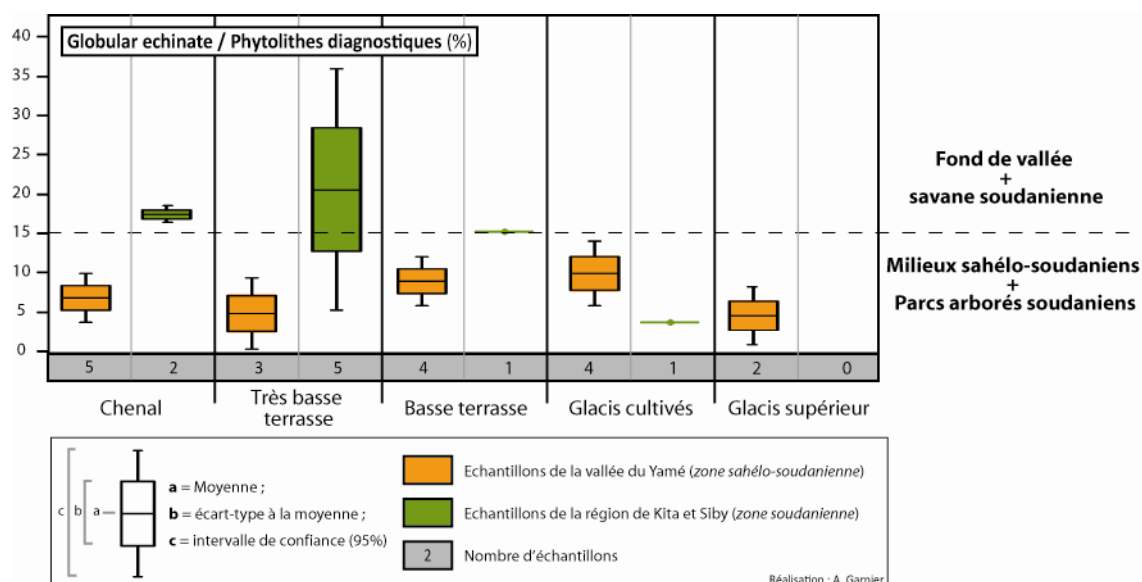


Figure 6.19 : Statistiques descriptives de l'abondance des phytolithes diagnostiques de familles spécifiques selon leur région bioclimatique d'origine et en relation avec leur positionnement dans le système fluvial

Ce graphique nous indique que les "**globular echinate**" (Arecaceae) sont mieux représentés dans les assemblages des dépôts fluviaux en zone soudanienne et notamment dans les dépôts de très basse terrasse où ils atteignent en moyenne $20,6 \pm 7,8\%$. Un échantillon atteint une valeur particulièrement élevée de 21,7%. Il a été prélevé au sein d'une forêt galerie constituée majoritairement par des Arecaceae (*Raphia cf. sudanica*). En revanche, pour l'échantillon du parc arboré soudanien, les "globular echinate" atteignent une valeur faible (3,7%). Pour la zone sahélo-soudanienne, les "globular echinate" sont plus nombreux dans les dépôts de la basse terrasse ($8,9 \pm 1,6\%$) mais aussi des glacis cultivés ($9,8 \pm 2,1\%$). Ainsi, en zone soudanienne, les "globular echinate" (Arecaceae) sont caractéristiques de la végétation de la forêt galerie alors qu'en zone sahélo-soudanienne, même si ils sont moins nombreux, ils sont typiques à la fois de la forêt galerie et des espaces cultivés.

Les morphotypes caractéristiques des **Comelinaceae** et des **Cyperaceae** ont été observés dans l'ensemble des échantillons analysés (Annexe 6.1). On peut noter une légère surreprésentation des

phytolithes diagnostiques de ces deux sous-familles pour les dépôts de plaine alluviale. En effet, ils atteignent en moyenne $1,2 \pm 0,7\%$ et $2 \pm 0,8\%$ pour les échantillons de la basse terrasse dans la vallée du Yamé et $1 \pm 0,2\%$ et $2 \pm 0,6\%$ pour les échantillons de la très basse terrasse à Kita et Siby. On remarque cependant que les Cyperaceae enregistrent des taux notables pour les échantillons des glaciis cultivés ($1,7 \pm 0,6\%$ et $1,2\%$). Ces morphotypes peuvent être alors indicateurs à la fois d'espèces de zones humides mais aussi d'adventices d'habitats cultivés.

Enfin, les phytolithes caractéristiques des **Podostemaceae** ont été identifiés principalement dans les échantillons des sédiments alluviaux de la vallée du Yamé. En revanche, ils sont très faiblement enregistrés dans les dépôts du chenal et de la très basse terrasse en milieu soudanien. L'identification de ce morphotype dans les échantillons fossiles peut être un indice de l'activité fluviale et de l'origine de l'assemblage en général. Cependant, ce morphotype a aussi été observé dans un échantillon de champs sur les interfluves là où aucun apport liquide et sédimentaire provenant du cours d'eau n'est possible. Même si cela ne représente qu'un très faible pourcentage, on peut mettre en doute la valeur taxonomique de ce morphotype et se demander si une autre espèce ne produirait pas un phytolithe identique.

6.3.2.2. Valeur des autres indices dans les environnements fluviaux

La valeur des indices **D/P**, **Fs** et d'un nouvel indice **FG**, calculés à partir de assemblages phytolithiques, a aussi été comparée selon le positionnement des échantillons au sein du système fluvial et de la région concernée (Fig.6.20).

a. Caractérisation de la densité de la végétation : les indices D/P et FG

Les valeurs de l'indice D/P sont supérieures à 1 pour les échantillons de la basse terrasse de la zone soudano-sahélienne et pour deux échantillons de la très basse terrasse en zone soudanienne.

Ainsi, pour la zone soudano-sahélienne, l'indice D/P est utile pour différencier les communautés végétales de la forêt galerie de celles des interfluves, plus ouvertes. En revanche, alors que les forêts galeries soudanienues sont nettement plus fermées que celle du Pays Dogon, les échantillons prélevés dans ces unités enregistrent des valeurs assez basses, entre 0,2 et 0,5 pour la plupart. Même en excluant les Bambusoideae de la somme des Poaceae dans le calcul de cet indice, il n'est pas corrélé avec le taux de densité ligneuse observée sur le terrain pour la zone soudanienne. Cela peut s'expliquer notamment par la forte présence des Arecaceae et des dicotylédones ligneuses produisant des scléréides dans les forêts galeries soudanienues dont les phytolithes ne sont pas comptabilisés dans le calcul de l'indice D/P. C'est pourquoi nous avons choisi de créer un nouvel indice permettant de distinguer les assemblages issus de la forêt galerie quelle que soit l'origine bioclimatique des échantillons.

On a pu observer précédemment que la végétation de la forêt galerie était principalement composée de dicotylédones ligneuses, d'Arecaceae et du bambou *Oxytenanthera abyssinica*. Nous avons donc ajouté au calcul de l'indice D/P les phytolithes produits par ces familles et espèces. Ainsi, dans ce nouvel indice (**Forêt Galerie**), la somme des "globular decorated", des scléréides, des "globular echinate" et des GSCP "collapsed saddle" est divisée par les GSCP (excepté ceux produits par *Oxytenanthera abyssinica*). Avec cet indice, les échantillons prélevés dans les basses terrasses sahélo-soudanienues et les très basses et basses terrasses soudanienues qui reflètent la végétation de la forêt galerie, sont clairement distingués des autres échantillons représentatifs de la végétation des interfluves. Une limite à 1,3 permet ainsi de distinguer les habitats fermés de forêt galerie de ceux, plus ouverts, de la savane des interfluves pour les deux régions bioclimatiques. On remarque qu'un échantillon du chenal de la vallée du Yamé est caractérisé par une valeur élevée (2,3). Cet échantillon provient du bassin versant du Ravin sud, plus arboré que celui du

Yamé. De même, un échantillon prélevé au sein d'une très basse terrasse enregistre une valeur faible (0,5). Cet échantillon correspond à une forêt galerie nettement plus ouverte que les autres de la zone soudanienne.

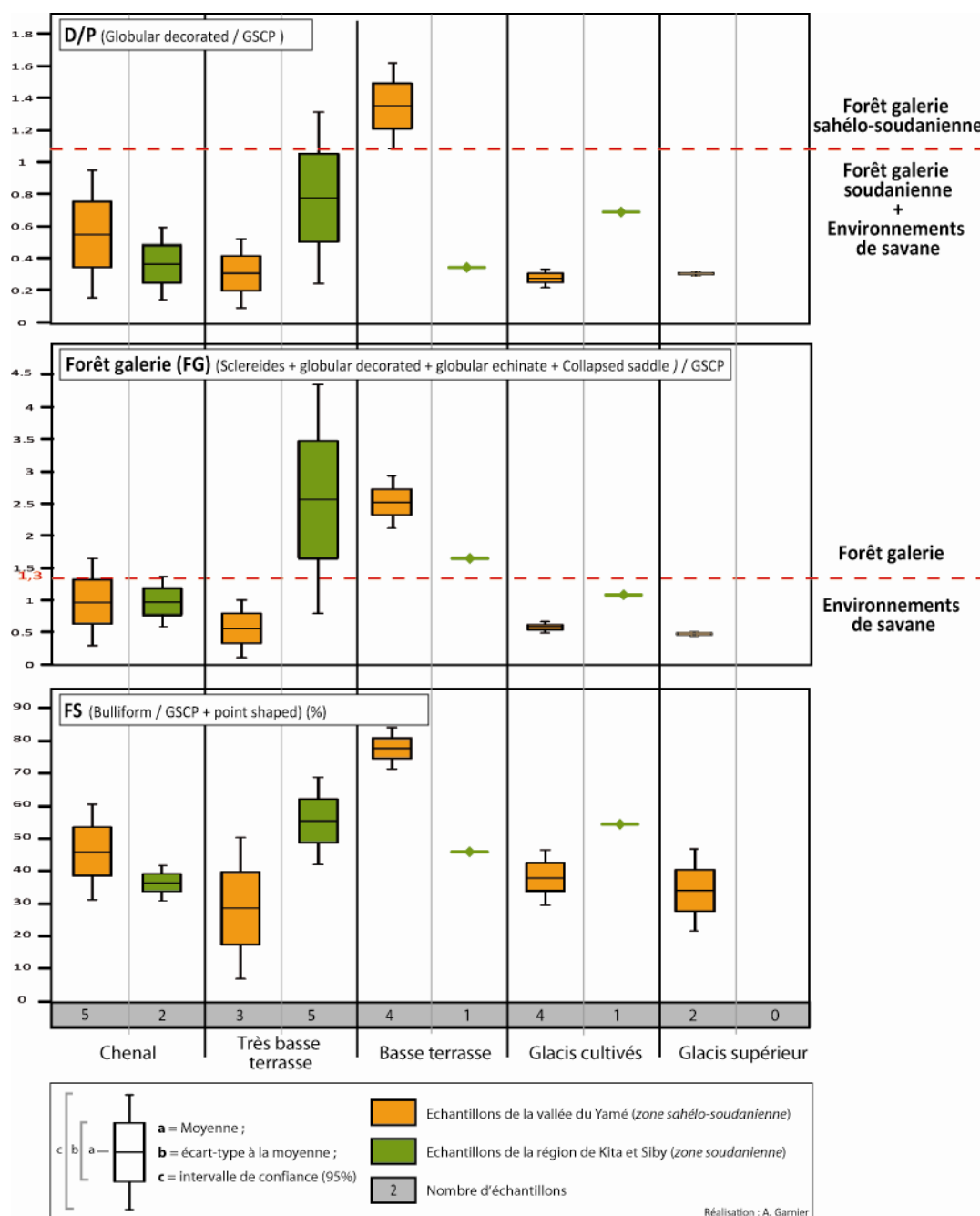


Figure 6.20 : Valeur des indices selon la région bioclimatique d'origine et en relation avec leur positionnement dans le système fluvial des échantillons

b. L'indice Fs

Concernant l'indice Fs, la première remarque est que les valeurs sont nettement plus élevées que celles décrites dans l'étude de Bremond *et al.* (2005b). Pour la zone sahelo-soudanienne, les valeurs les plus fortes concernent les échantillons de la basse terrasse de la vallée du Yamé avec une valeur moyenne de $78 \pm 3,2\%$. En zone soudanienne, les valeurs les plus élevées correspondent aux échantillons de la très basse terrasse ($55 \pm 6,8\%$) mais aussi aux environnements cultivés (54%). Même si l'indice Fs semblent être un bon outil pour distinguer les assemblages phytolithiques de la forêt galerie en zone sahelo-soudanienne. En raison de

la forte fluctuation saisonnière du niveau d'eau, que ce soit en surface ou dans les nappes souterraines, les espèces de la forêt galerie sont soumises au stress hydrique. En revanche, pour les échantillons de Kita et de Siby, la valeur écologique de cet indice n'est pas réellement affirmée. Au regard des assemblages modernes l'utilisation de l'indice Fs pour les échantillons fossiles et l'interprétation qui en découle semble très hasardeuse.

6.3.2.3. Détermination d'une typologie d'habitats spécifiques à partir des assemblages phytolithiques

L'usage de techniques statistiques est un outil indispensable afin d'identifier les phytolithes caractéristiques d'habitats spécifiques et d'établir une typologie des habitats comportant des assemblages phytolithiques proches. Une ACP a été réalisée sur l'ensemble des phytolithes diagnostiques ainsi que sur les indices pour les 27 échantillons des deux régions bioclimatiques (Figure 6.21). Le nombre d'échantillons est relativement faible pour utiliser ce genre de méthode. Cependant, elle est employée ici avec un objectif purement descriptif (exploratoire) et permet, malgré tout, de décrire clairement les assemblages phytolithiques modernes.

Les deux premiers axes restituent respectivement 34,5% et 20,6% de l'inertie totale soit 55,1% au total. L'axe F1 est la direction de la plus grande dispersion du nuage et correspond donc à la variable qui différencie le mieux les individus (échantillons). La lecture de ce premier plan factoriel met clairement en évidence des habitats structurés par l'ouverture du paysage avec une opposition entre les cellules courtes de Poaceae (corrélations positives) et les phytolithes des dicotylédones ligneuses (corrélations négatives). L'axe F2 distingue les habitats de type soudaniens avec les phytolithes diagnostiques des Arecaceae, les GSCP "collapsed saddle"lobate (*Oxytenanthera abyssinica*) et les "lobate" (Panicoideae) situés à l'extrémité positive et les habitats de type sahélo-soudaniens avec les cellules "saddle"(Chloridoideae) du côté négatif.

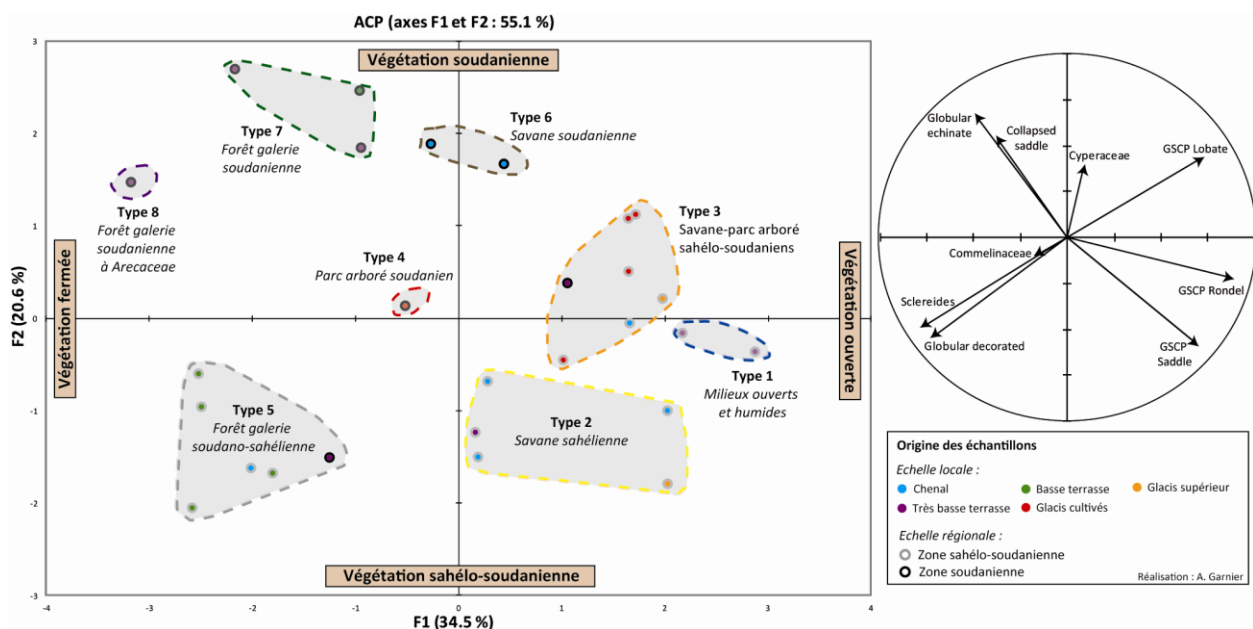


Figure 6.21 : Position des phytolithes diagnostiques et des échantillons sur les deux premiers axes de l'ACP

Malgré le nombre relativement faible d'échantillons, l'ACP met en avant 8 groupes distincts (Fig.6.21). La moyenne et l'écart type à la moyenne des principales classes et des indices ont été calculés pour chacun des groupes (Tab.6.5).

Type d'assemblage	Principales classes de végétation (%)					Indices				
	Dicotylédones ligneuses (Sclérides + Globular decorated)	Poaceae (GSCP)	Oxytenanthera (Collapsed saddle)	Arecaeae (Globular echinate)	Commelinaceae et Cyperaceae	D/P	FG	Iph (%)	Fs (%)	S/G
Type 1	22 ± 6	73 ± 12	0,1 ± 0,1	2,5 ± 0,2	1 ± 0,7	0,2 ± 0,07	0,3 ± 0,07	46 ± 8	18 ± 1	0,6 ± 0,3
Type 2	34 ± 3	57 ± 5	0,1 ± 0	5,7 ± 1,3	1,9 ± 0,6	0,4 ± 0,05	0,7 ± 0,1	55 ± 5	42 ± 4	0,6 ± 0,05
Type 3	26 ± 2	62 ± 5	0	8,1 ± 1,5	3,3 ± 0,9	0,3 ± 0,02	0,5 ± 0,3	42 ± 5	38 ± 4	0,5 ± 0,08
Type 4	47	47	0	3,7	2,1	0,7	1,1	9	63	0,5
Type 5	56 ± 4	30 ± 5	0,7 ± 0,5	9,6 ± 1,1	2,7 ± 1,1	1,2 ± 0,2	2,3 ± 0,2	54 ± 4	78 ± 3	0,7 ± 0,1
Type 6	27 ± 5	49 ± 7	2,6 ± 2,2	17,5 ± 0,6	3 ± 0,2	0,4 ± 0,1	1 ± 0,2	18 ± 5	41 ± 2	0,6 ± 0,2
Type 7	33 ± 6	30 ± 8	17,1 ± 1,7	17,5 ± 2,1	2,5 ± 0,8	0,8 ± 0,4	2,9 ± 1,2	26 ± 6	64 ± 11	1 ± 0,2
Type 8	28	19	0	50	2,1	1,5	4	29	65	0,2

Réalisation : A. Garnier

Tableau 6.5 : Caractéristiques phytolithiques des types d'assemblages des échantillons modernes caractérisés par l'ACP

Type 1 : Situé à l'extrémité positive de l'axe F1, ce type correspond aux échantillons prélevés à Sampara (très basse terrasse et mare) qui sont caractéristiques de la végétation extra-locale à savoir un *habitat ouvert et humide* du Delta intérieur du Niger. Ces échantillons témoignent en effet d'assemblages dominés par les cellules courtes de Poaceae (73 ± 12).

Type 2 : Cette classe regroupe les échantillons représentatifs de la *savane sahélienne ouverte* du plateau gréseux. Ce sont les échantillons du chenal d'Ounjougou, Doucombo et Fiko ainsi que des interfluvés gréseux de Doucombo et de la très basse terrasse d'Ounjougou. Ils sont notamment caractérisés et distingués des autres échantillons par des valeurs de l'Iph élevées ($55 \pm 5\%$) et une relative abondance des cellules "saddle" (Chloridoideae) (23% à 29%).

Type 3 : Toujours localisé du côté positif de l'axe F1, ce groupe rassemble les échantillons de la vallée du Yamé caractérisant des *savanes-parc arborés sahélo-soudaniens*. Il inclue tous les échantillons de sols des glacis cultivés, les glacis-terrasses dont les phytolithes sont originaires de la végétation extra-locale des versants cultivés et enfin celui du glacis principal à Fiko qui semble révéler une origine plus ancienne des phytolithes. Un échantillon de la zone soudanienne y est intégré et fait donc exception. Il s'agit celui prélevé au sein d'une très basse terrasse peuplée par une forêt galerie très ouverte. La particularité de tous ces échantillons est la forte proportion des GSCP "lobate" (entre 22% et 34%) et l'ubiquité des phytolithes diagnostiques des Cyperaceae et des Commelinaceae ($3,3 \pm 0,9\%$ au total).

Type 4 : Il concentre un seul échantillon qui correspond à celui prélevé dans les champs à Siby, en zone soudanienne. Il est très bien isolé au sein de l'ACP et correspond donc à une végétation de type *parc arboré soudanien*. Il est caractérisé par une abondance des phytolithes "lobate" (34%), une valeur de l'Iph très faible (9%) et une bonne représentation des phytolithes diagnostiques des Cyperaceae et des Commelinaceae (2,1% au total).

Type 5 : Ce groupe regroupe tous les échantillons de *basse terrasse* de la vallée du Yamé ainsi que ceux du chenal du Ravin sud (Ounjougou) et de la très basse terrasse du Bakoye à Kita. Ils sont caractérisés par des valeurs élevées des phytolithes de dicotylédones ligneux ($56 \pm 4\%$) et de l'indice Fs ($78 \pm 3\%$). Enfin, les Arecaeae sont aussi bien représentés dans ces assemblages ($9,6 \pm 1,1\%$).

Type 6 : À l'extrémité positive de l'axe F2, cette classe regroupe les échantillons du chenal de Kita et Siby qui représentent la *savane soudanienne*. Ces assemblages sont dominés par les Poaceae ($49 \pm 7\%$) et notamment par les GSCP "lobate" au regard de la valeur faible de l'Iph ($18 \pm 5\%$). L'ensemble des phytolithes diagnostiques des familles spécifiques sont bien représentés et notamment les Arecaeae qui atteignent pour les deux échantillons 17% et 18%.

Type 7 : Ce groupe rassemble les échantillons prélevés au sein de la très basse et basse terrasse soudanienne dont les assemblages phytolithiques représentent une végétation de type *forêt galerie soudanienne*. Le point commun entre ces échantillons est l'abondance des morphotypes "collapsed saddle" ($17 \pm 1,7\%$), le degré de fermeture de la végétation avec l'indice FG qui est de 3 ± 1 . Enfin, ce qui permet de distinguer ces échantillons des autres est la bonne représentation des scléréides qui dominent les "globular decorated" puisque l'indice S/G est de $1 \pm 0,2$.

Type 8 : Le dernier groupe identifié par l'ACP est situé à l'extrémité négative de l'axe F1. Il est constitué d'un seul échantillon, celui prélevé dans la très basse terrasse à Siby. Cet assemblage est caractéristique d'une abondance des "globular echinate" qui atteignent 50%. En effet, la forêt galerie locale était principalement composée d'Arecaceae (*raphia sudanica*). Ainsi, ce type peut-être interprété comme une *forêt galerie soudanienne à Arecaceae*.

L'ACP montre bien que certains morphotypes et assemblages permettent de distinguer clairement : (1) l'origine bioclimatique des échantillons à savoir ici la zone sahélo-soudanienne et la zone soudanienne mais aussi (2) à une échelle plus fine, des habitats distincts au sein d'une même zone bioclimatique.

6.3.2.4. Valeur des autres indicateurs paléoenvironnementales dans les enregistrements alluviaux

Dans notre étude, les phytolithes brûlés ainsi que d'autres indicateurs biologiques, conservés dans les sédiments et les sols des échantillons prélevés et pouvant apporter des informations supplémentaires, ont été identifiés et comptés séparément. C'est le cas des microcharbons, des spicules d'éponges et des diatomées. Afin de comprendre le modèle d'enregistrement et la nature de l'information apportée par ces indicateurs quant à la dynamique des milieux, nous les avons analysés selon leur positionnement dans le système fluvial et l'origine bioclimatique des échantillons. Pour relativiser leur abondance dans les assemblages, un ratio du nombre des restes siliceux (spicules d'éponges et diatomées) a été réalisé par rapport au nombre total des phytolithes comptés (diagnostiques et non-diagnostiques). Le résultat indique donc leur abondance pour 100 phytolithes comptés. Cependant, nous avons utilisé ici la médiane qui est l'indice statistique le plus approprié car pour certains échantillons, la valeur d'un indicateur était tellement élevée par rapport aux autres échantillons issus de la même unité sédimentaire (ex : les microcharbons atteignent la valeur de 270 pour 100 phytolithes dans les dépôts du chenal de Doucombo contre 21% et 16% à Ounjougou et Fiko). Cette analyse nous permettra ensuite de déterminer l'apport de ces indicateurs dans une étude des échantillons fossiles.

a. Valeur environnementale et taphonomique des phytolithes brûlés et des microcharbons

Les phytolithes brûlés et les microcharbons identifiés dans les assemblages peuvent représenter une source d'information utile quant à la compréhension de l'anthropisation des milieux par la pratique du feu. Cependant, aucune relation entre la quantité des phytolithes brûlés et des microcharbons n'est observée (Fig.6.22).

Mis à part dans les sédiments de chenaux de la vallée du Yamé, les *microcharbons* enregistrent d'une manière générale des taux toujours plus faibles que ceux des phytolithes brûlés identifiés dans les mêmes échantillons. L'abondance des microcharbons est très différenciée selon les échantillons de la vallée du Yamé. Ils atteignent près de 16% dans les échantillons du chenal contre seulement 6% pour ceux de la basse

terrasse et des valeurs allant de 0,4% à 1,4% pour les autres unités géomorphologiques. Les microcharbons sont donc principalement transportés par le cours d'eau mais sont aussi plus nombreux dans les échantillons de la basse terrasse. Pour les échantillons de la zone soudanienne, ils ont été observés en plus grand nombre dans les échantillons du chenal (9%) et de la très basse terrasse (7%). En revanche, dans l'échantillon de la basse terrasse, ils sont quasiment inexistants avec une valeur de seulement 0,3%.

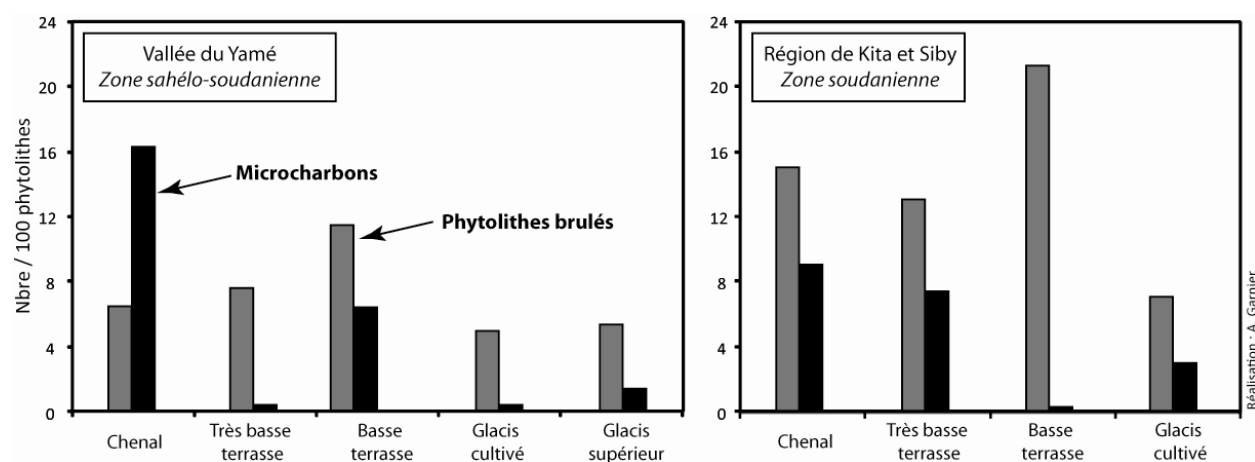


Figure 6.22 : Médiane par unité géomorphologique du nombre de microcharbons et de phytolithes brûlés pour 100 phytolithes

Concernant les *phytolithes brûlés*, on observe presque le même modèle d'enregistrement pour les deux régions bioclimatiques avec cependant, des valeurs différentes. En effet, le taux le plus élevé de phytolithes brûlés est observé pour les échantillons de la basse terrasse qui atteignent 11% pour ceux de la vallée du Yamé et 22% pour ceux de la région de Kita et Siby. Ensuite, les échantillons du chenal et de la basse terrasse atteignent des valeurs assez semblables selon les régions avec 6% et 7,5% pour la région sahélo-soudanienne et 15% et 13% pour la région soudanienne. Les valeurs les plus faibles concernent les dépôts de glacis (entre 4,5% et 7%). D'une manière générale, on remarque que les phytolithes brûlés sont deux fois plus abondants dans les échantillons de la zone soudanienne que dans ceux de la vallée du Yamé.

Ainsi, même si ces deux indicateurs sont censés représenter la même information environnementale à savoir l'enregistrement de la pratique des feux de brousse sur les milieux, l'information apportée n'est pas la même. Globalement, l'abondance des microcharbons est semblable pour les deux régions alors que les phytolithes brûlés sont deux fois plus nombreux dans ceux de la zone soudanienne. De même, alors que les charbons indiquent une pratique du feu plus intensive sur les interfluvés du plateau dogon et du plateau Mandingue au regard du nombre de microcharbons observés dans les dépôts de chenaux, les phytolithes indiquent que la végétation des forêts galeries est plus affectée par les feux que celle des interfluvés. Si l'on compare ces données avec la réalité du terrain, il semble que les phytolithes brûlés soient plus proches. En effet, aujourd'hui, les feux de brousse ne sont plus pratiqués régulièrement en zone sahélienne et notamment au Pays Dogon depuis plusieurs siècles (Le Drézen, 2008). En revanche, les milieux soudaniens sont affectés chaque année, par des feux de brousse (Laris, 2002, 2006 ; Dolidon, 2005 ; Laris et Bakkouri, 2008, Caillault, 2011). Cela s'explique par les paramètres qui conditionnent les régimes de feu qui sont principalement la pluviométrie et la quantité de biomasse. La pluviométrie conditionne la quantité de biomasse qui détermine elle-même le matériel disponible pour la combustion puis la diffusion du feu. Ainsi, les feux sont plus abondants dans les savanes soudaniennes où les précipitations sont comprises entre 600 mm et 1000 mm par an. Dans la zone sahélienne, la faible biomasse ne permet pas une propagation régulière des feux. Il est important de noter qu'aujourd'hui, les feux ne sont pas présents en dessous d'un certain seuil de pluviométrie qui atteint environ 600 mm (Caillault, 2011). La vallée du Yamé dont la

pluviométrie atteint aujourd'hui 560 mm en moyenne, est peu concernée par les feux de brousse. On peut cependant observer quelques feux épars aujourd'hui, notamment dans la plaine du Séno.

On remarque cependant que pour les deux régions étudiées, les échantillons dont le pourcentage de phytolithes brûlés est le plus élevé concerne ceux qui ont été prélevés dans la basse terrasse, là où la biomasse est plus importante. Pour la zone sahélienne, il est possible que quelques mises à feu aient lieu dans ces unités paysagères. En zone soudanienne, S. Caillaut a démontré dans sa thèse (Caillaut, 2011) que ces espaces, localisés le long de cours d'eau où la végétation est abondante et l'emprise humaine quasiment nulle, brûlent en très grande quantité. Même si d'une manière générale, la biomasse des vallées n'est pas toujours combustible en raison de la structure arborescente des forêts galeries qui empêche la production d'une strate graminéenne, la présence dans la forêt galerie du Bakoye de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* peut être un facteur de propagation du feu. En effet, certains auteurs défendent l'idée que les bambous, d'une manière générale, produisent une quantité importante de combustible et que leur semence est favorisée par le feu (Keeley et Bond, 1999 ; Franklin et Bowman, 2003). En effet, le feu semble préserver les graines ce qui conduit à une invasion de la forêt galerie de ces espèces (Wong, 1991 ; Banana et Tweheyo, 2001). Ainsi, la présence de bambous dans la composition de la végétation rivulaire peut être un signe de l'usage du feu.

D'ailleurs, si l'on s'intéresse à l'origine taxonomique des phytolithes brûlés dans les enregistrements sédimentaires des échantillons de surface, on remarque que les phytolithes de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* représentent près de la moitié des phytolithes brûlés de la basse terrasse du Bakoye (Fig.6.23).

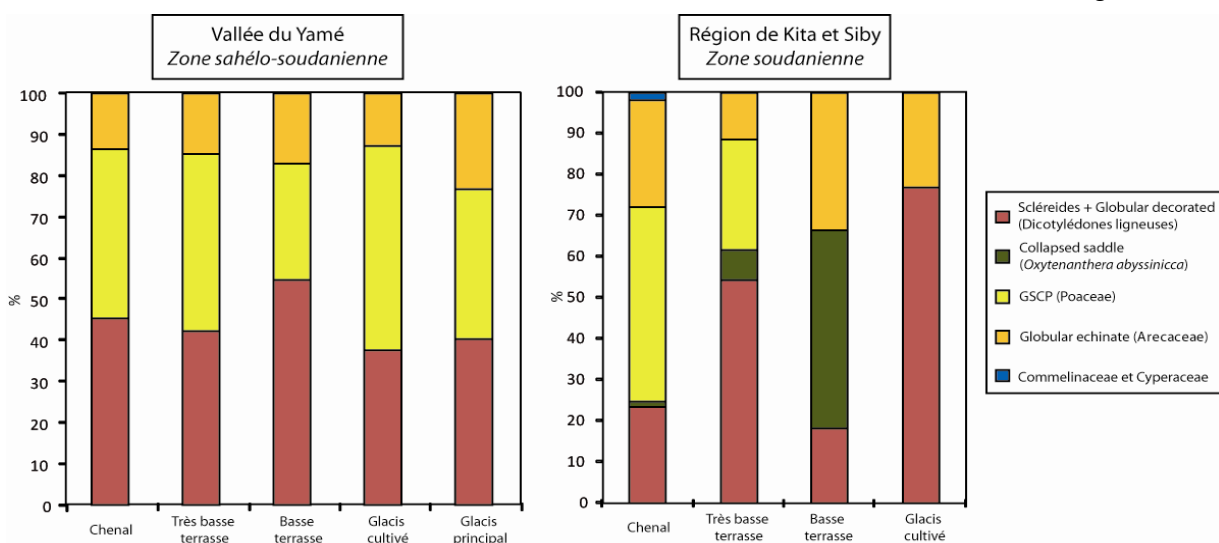


Figure 6.23 : Origine des phytolithes brûlés dans les enregistrements sédimentaires

Cela nous indique que les bambous représentent ici le principal combustible de cet espace. Pour le même échantillon, les phytolithes brûlés d'Arecaceae représentent plus de 30% du total des phytolithes brûlés, suivis ensuite par ceux produits par les dicotylédones ligneuses. En revanche, les Poaceae sont absents comme c'est le cas aussi pour l'échantillon de champs qui est lui dominé par des phytolithes brûlés de dicotylédones ligneuses (75%). Enfin, les échantillons prélevés dans le chenal et la très basse terrasse enregistrent une composition différente des phytolithes brûlés. Pour le chenal, l'ensemble des différents types de végétation sont identifiés même si les cellules courtes de Poaceae dominent largement (45%). En revanche, pour les échantillons correspondants à la très basse terrasse, les phytolithes brûlés sont principalement composés de phytolithes de dicotylédones ligneuses, indiquant un caractère plus local de l'enregistrement. Au contraire des échantillons de la zone soudanienne, ceux prélevés en zone sahélienne, indiquent une similarité entre les assemblages dans la composition des phytolithes brûlés. Les phytolithes de

dicotylédones ligneuses et les cellules courtes de Poaceae enregistrent des valeurs assez semblables (au alentour de 40%) alors que les Arecaceae sont un peu moins bien représentés (environ 15%). On peut cependant remarquer que pour les échantillons de la basse terrasse, ce sont les phytolithes brûlés des dicotylédones ligneuses qui dominent (55%).

L'étude approfondie des phytolithes brûlés observés dans les assemblages nous permet de relativiser leur information fournie. On observe qu'ils sont plus importants dans la région de Kita et Siby, là où les feux sont encore pratiqués et dans des unités paysagères où les feux sont plus abondants. Ils semblent assez bien corrélés avec la réalité du terrain au contraire des microcharbons dont la signification écologique et taphonomique n'est pas claire. En effet, ces derniers ont été observés en grande quantité dans les sédiments de chenaux de la vallée du Yamé (une médiane de 16 microcharbons pour 100 phytolithes observés) alors que depuis plusieurs siècles, les feux de brousse ne sont plus pratiqués dans la région.

b. Valeur environnementale et taphonomique des diatomées et des spicules d'éponges

Les diatomées ainsi que les spicules d'éponges sont au même titre que les phytolithes des restes siliceux d'organismes vivants (micro-algues et éponges). En revanche, ils sont clairement associés aux environnements humides tels que les lacs, les cours d'eau, les mares, tourbières ou encore les sols humides et peuvent donc être utilisés comme indicateur paléoenvironnemental (Harrison, 1988 ; Piperno, 1988 ; Schwantes et Collins, 1994 ; Chauvel et al., 1996 ; Clarke, 2003 ; Sangen et al., 2011). Cependant, même si ces tests siliceux sont associés aux zones humides, on les retrouve enregistrés dans quasiment toutes les unités sédimentaires et paysagères puisqu'ils peuvent être, comme les phytolithes, transportés par le vent, l'eau etc... Plusieurs études ont démontré que les spicules d'éponges transportés sur de longues distances présentent un degré de détérioration élevé et sont majoritairement cassées alors que les spicules d'éponges entières indiquent un dépôt *in situ* (Schwantes et Collins, 1994 ; Chauvel et al., 1996 ; Zucol et al., 2005). Une étude récente conduite au Cameroun, s'est intéressée aux phytolithes et aux spicules d'éponges contenus dans des sédiments alluviaux du Pléistocène récent (Sangen et al., 2011). Elle indique que l'établissement du ratio entre les spicules fragmentées et les spicules entières permet de définir la distance du sédiment déposé par rapport au chenal mais aussi des conditions d'inondation et des sols saturés en eau. D'une manière générale, on observe que les dépôts grossiers du chenal comportent plus de spicules entières alors que les dépôts fins de la plaine alluviale contiennent au contraire des taux plus élevés de spicules fragmentées (Sangen et al., 2011). Nous avons ainsi mené la même opération pour les spicules et les diatomées des deux régions étudiées afin de voir si ces deux indicateurs peuvent être utiles dans notre étude pour comprendre les dynamiques du système fluvial (Fig.6.24).

Pour les deux régions étudiées, les diatomées sont plus abondantes dans les échantillons prélevés dans le chenal mais aussi pour la très basse terrasse de la vallée du Yamé. Ainsi, les sédiments en eau le plus longtemps enregistrent plus de diatomées. D'une manière générale, les diatomées ont été observées dans toutes les unités géomorphologiques, y compris pour les sols squelettiques du glaciaire supérieur de la vallée du Yamé où elles enregistrent une valeur assez élevée, ce qui paraît assez étrange. Ainsi, aucune logique ne peut être établie dans le mode de répartition et d'enregistrement des diatomées cassées et entières. Il en est de même pour les spicules d'éponges qui d'une région à une autre ne présentent pas le même modèle taphonomique selon les unités géomorphologiques (Fig.6.24). En effet, dans la vallée du Yamé, les spicules sont plus abondantes dans les sédiments du chenal alors que pour ceux de la zone soudanienne, ils sont plus importants dans ceux de la basse terrasse.

Il paraît difficile de présenter un modèle de transport et de dépôt des diatomées et des spicules éponges à partir des échantillons de surface de notre zone d'étude. Une quantité plus importante d'échantillons est vraisemblablement nécessaire pour tirer des conclusions.

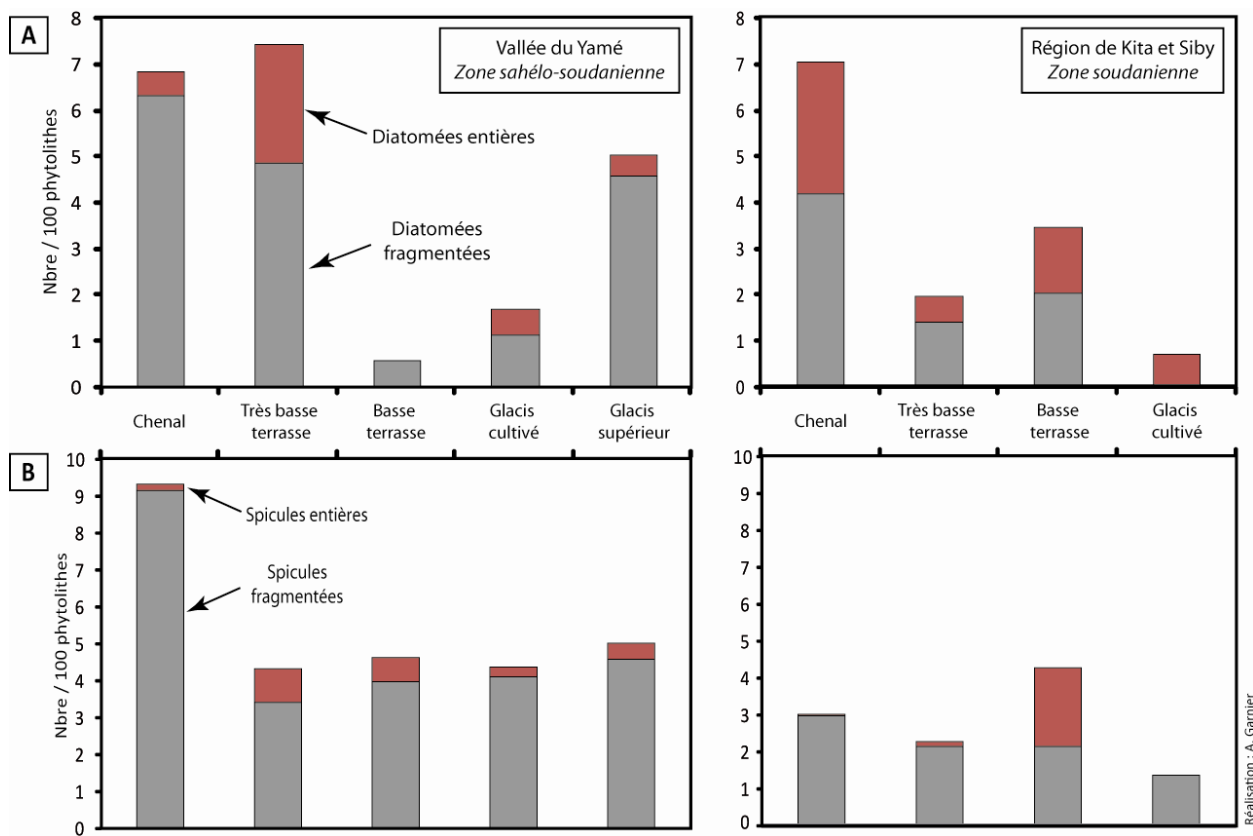


Figure 6.24 : Statistiques descriptives des diatomées (A) et des spicules d'éponges (B)

Synthèse et conclusion

L'étude conduite pour les échantillons modernes indique des disparités dans la composition des assemblages phytolithique selon le type de végétation, le positionnement au sein du bassin versant ou encore selon la nature géomorphologique des dépôts. Un modèle d'enregistrement des phytolithes a pu être développé (Fig.6.25). Il permet de caractériser à la fois l'origine des phytolithes contenus dans les sols et les sédiments (**taphonomie**) mais aussi les phytolithes qui peuvent représenter des indicateurs « clés » de milieux végétaux et d'environnements de dépôt spécifiques (**taxonomie**). Deux échelles de représentation de la végétation peuvent être distinguées selon le type d'environnement de dépôt échantillonné : une **échelle locale** (0-20 m) et une **échelle extra-locale** (de 20 m à plusieurs centaines de mètres) (Fig.6.25).

Les phytolithes enregistrés dans les sols sont, d'une manière générale, représentatifs de la **végétation locale**. En effet, les assemblages des glacis cultivés sont dominés par les GSCP "lobate", caractéristiques des Panicoideae qui proviennent, pour ces échantillons, du mil domestiqué (*Pennisetum glaucum*). En revanche, ceux issus des sols squelettiques localisés sur les interfluvés gréseux sont dominés par les GSCP "saddle", caractéristique des Chloridoideae, graminées xérophytes adaptées aux milieux secs.

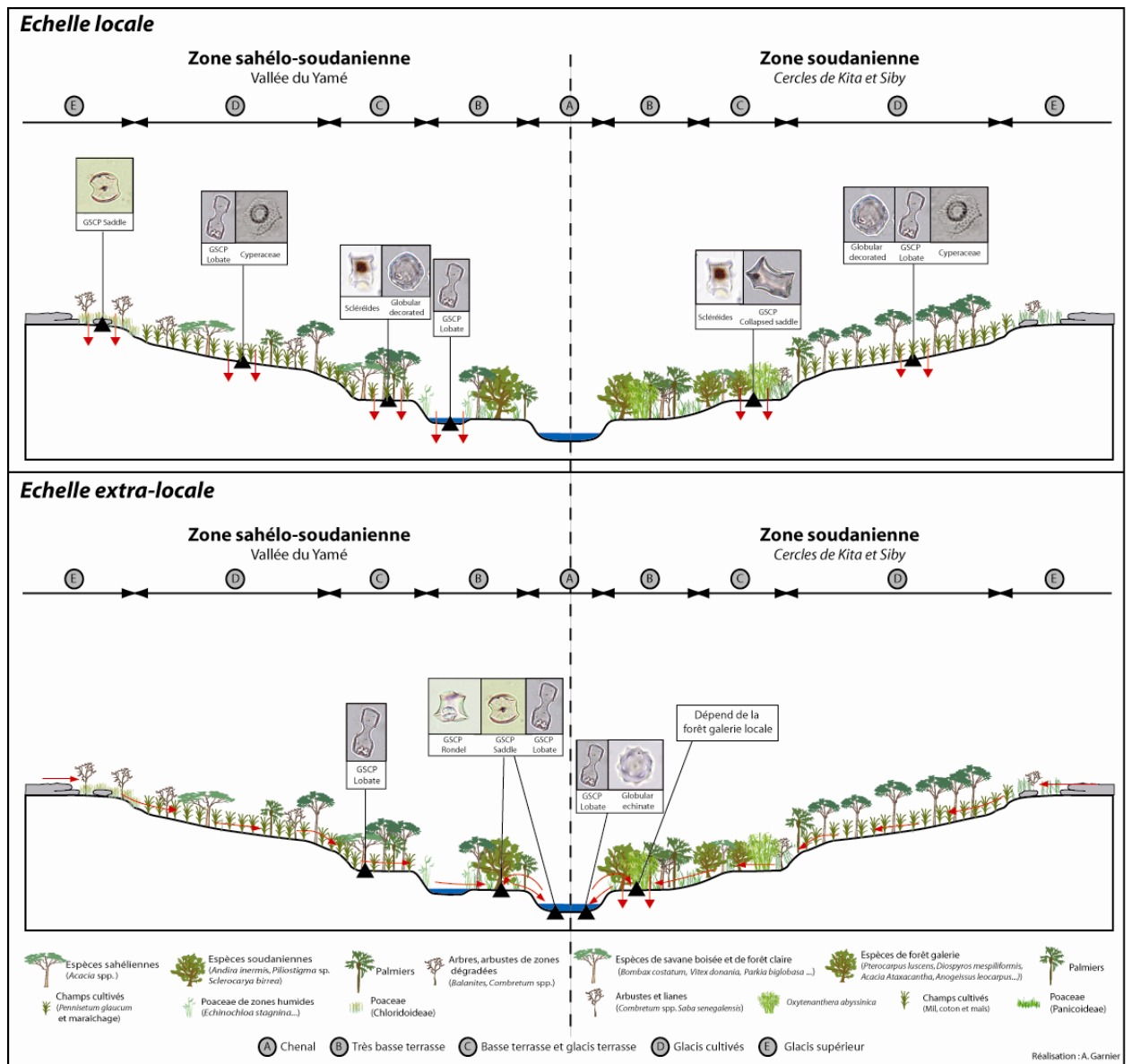


Figure 6.25 : Modèle synthétique de l'enregistrement des phytolithes dans les sols et les sédiments contemporains

Les **dépôts colluviaux** proviennent des versants et **contiennent des phytolithes caractéristiques de la végétation associée aux interfluvés** à savoir dans le cas de notre étude, les GSCP "lobate" produites par le mil. La signature phytolithique des sédiments alluviaux est différente selon le type de dépôt étudié. Les **dépôts fins de basse terrasse et de mares**, qui sont caractéristiques d'un mode de sédimentation lent (pédogenèse et/ou décantation), **enregistrent les phytolithes de la végétation locale**, à savoir la forêt galerie et les Panicoideae de zones humides. Concernant les dépôts de basse terrasse, ils sont sensiblement différents selon la zone bioclimatique étudiée puisque en zone sahélo-soudanienne les assemblages sont dominés par les phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses alors que ceux issus de la zone soudanienne sont principalement caractérisés par une abondance des scléréides et des cellules courtes produites par le bambou *Oxytenanthera abyssinica*. En revanche, **les sédiments grossiers de chenaux ou de crue déposés dans la plaine d'inondation enregistrent des phytolithes issus de la végétation extra-locale**. Au même titre que les sédiments, les phytolithes sont transportés des interfluvés vers le talweg au cours de la saison humide. Ceux-ci enregistrent notamment une part importante des cellules courtes de Poaceae provenant de la savane environnante. On

remarque cependant que les phytolithes contenus dans les dépôts de la très basse terrasse soudanienne sont représentatifs à la fois de la végétation extra-locale avec une part des Poaceae significative mais qu'une signature de la végétation locale est toujours attestée. Ainsi, les morphotypes dominants dans ces assemblages vont être déterminés par le type de forêt galerie. Ainsi, lorsque la forêt galerie est dominée par les Arecaceae, les "globular echinate" sont abondants de même que les GSCP "collapsed saddle" sont importants lors que le bambou *Oxytenanthera abyssinica* est observé localement.

Enfin, il apparaît clairement que les deux approches doivent être menées en complémentarité. La prise en compte de l'ensemble des phytolithes diagnostiques permet d'étudier dans sa globalité les assemblages et d'indiquer les disparités entre les échantillons. L'approche par indice est un outil utile dans la caractérisation de certains processus. Ainsi, l'indice D/P mais notamment FG (Forêt galerie) celui crée, suite à cette étude des assemblages modernes, permet de distinguer le degré d'ouverture ou de fermeture des paysages. L'**indice D/P** permet de distinguer la forêt galerie (>1) de la savane (<1) en milieu sahélo-soudanien. L'**indice FG**, grâce à la prise en compte d'autres morphotypes (scléréides, "globular echinate" et GSCP "collapsed saddle"), est efficace afin de caractériser l'habitat de forêt galerie pour les deux zones bioclimatiques lorsque cet indice atteint une valeur supérieure à 1,3. L'**Iph** a pour objectif d'indiquer l'indice d'aridité de la végétation permet de définir des grandes tendances. Une valeur inférieure à 40% caractérise l'ensemble des assemblages de la zone soudanienne et au contraire une valeur supérieure à 40% indique les milieux plus secs de la zone sahélo-soudanienne. Cependant, cet indice doit être utilisé avec précaution dans les milieux humides et cultivés qui sont, malgré leur localisation au sein de la zone sahélo-soudanienne, caractérisé par une valeur de l'Iph inférieure à 40%. Cela est dû à la présence localement de graminées issues de la sous-famille des Panicoideae telles que *Pennisetum glaucum* et *Echinochloa stagnina* qui produisent des GSCP "lobate".

L'**indice Fs** permet de caractériser la végétation soumise à un stress hydrique (Bremond *et al.*, 2005b). On remarque dans notre étude que les valeurs les plus élevées sont enregistrées pour les assemblages caractéristiques de la végétation de la forêt galerie. Cette unité géomorphologique comporte une végétation particulière, soumise à un stress hydrique plus important que sur les interfluves en raison de la proximité avec l'eau et de la forte fluctuation saisonnière du niveau d'eau. Ainsi, l'indice Fs semble assez bien caractériser ce processus. Cependant, aucune limite seuil ne permet réellement de distinguer la végétation de la forêt galerie des autres habitats en raison de la grande variabilité des valeurs enregistrées pour tous les assemblages.

Enfin, une dernier indice a pu être crée suite à l'étude des assemblages phytolithiques modernes : l'**indice S/G** (Scléréides/"globular decorated"). Il permet en effet de caractériser le type de forêt galerie, à savoir une végétation de type sahélo-soudanienne dominée par des espèces produisant abondamment des "globular decorated" ou une végétation de type soudanienne produisant en plus grande quantité des scléréides. En effet, on observe que des valeurs supérieures à 0,8 caractérisent les assemblages de la basse terrasse et très basse terrasse de la région de Kita et Siby alors que les autres assemblages des deux régions bioclimatiques enregistrent des valeurs situées entre 0,3 et 0,6.

Ainsi, malgré le nombre relativement restreint des échantillons modernes, cette première étape s'est révélée très riche en informations et a notamment démontré l'intérêt méthodologique de mener au préalable une étude géomorphologique des dépôts afin de déterminer précisément leur cadre taphonomique. L'établissement d'une modèle d'enregistrement des phytolithes selon les différents types d'environnements de dépôt a permis en effet d'affiner l'interprétation des dynamiques paysagères. De même, la prise en compte des phytolithes brûlés s'est révélée riche en informations. On observe que les phytolithes brûlés sont un bon indicateur de la pratique des feux de brousse puisqu'ils sont plus abondants en zone soudanienne et notamment dans les habitats de forêt galerie où ils sont plus importants aujourd'hui.

En revanche, concernant les diatomées et les spicules d'éponges, cette étude n'a pas permis de mettre en avant un modèle d'enregistrement de ceux-ci selon les environnements de dépôts. Il semble qu'une étude sur un nombre plus élargi soit nécessaire afin de déterminer s'ils peuvent se révéler être des indicateurs de milieux et de processus spécifiques.

L'enregistrement des phytolithes dans les dépôts holocènes de la vallée du Yamé

Introduction

L'étude des assemblages phytolithiques modernes a souligné la nécessité de tenir compte des caractéristiques géomorphologiques des dépôts afin de déterminer la taphonomie et donc la représentativité spatiale des phytolithes enregistrés dans les sédiments. Cette démarche a été appliquée aux archives sédimentaires holocènes de la vallée du Yamé. Pour huit tronçons, le contenu phytolithique de 122 échantillons a été analysé. Les assemblages correspondent à des environnements de dépôts variés et à des périodes couvrant tout l'Holocène (depuis 12 000 cal. BP ; 10000 BC). Huit échantillons avaient déjà été analysés par K. Neumann pour la période de transition Pléistocène - Holocène ancien (Neumann *et al.*, 2009). Dans la continuité de cette étude, cinquante-six nouveaux échantillons ont été étudiés couvrant les périodes de l'Holocène moyen à aujourd'hui (depuis 7800 cal. BP ; 5650 BC) pour le site de référence de Ounjougou. Ensuite, nous avons généralisé cette démarche au reste de la vallée où cinquante-huit échantillons couvrant les périodes de l'Holocène récent à l'actuel (depuis 5320 cal. BP ; 3370 BC) ont été analysés.

7.1. La transition Pléistocène-Holocène ancien à La Mouche

Les sédiments alluviaux du site de la Mouche sont à l'origine de l'étude des assemblages phytolithiques holocènes enregistrés dans les dépôts du Yamé. Ce travail, initié lors de la mission de terrain de janvier 2007 par Katharina Neumann, a abouti à la rédaction d'un article dont les assemblages phytolithiques présentés ici sont issus (Neumann *et al.*, 2009). Cependant, les phytolithes carbonisés n'ont pas fait l'objet d'une distinction des autres phytolithes translucides lors du comptage de ces échantillons. Huit échantillons ont été prélevés dans les archives sédimentaires du Ravin de la Mouche correspondants à des environnements de dépôts variés et à deux périodes : le Pléistocène et l'Holocène ancien (Fig.7.1). Cette dernière est composée de quatre séquences dont trois seront étudiées ici : HA1, HA2 et HA3.



7.1.1. Description des assemblages phytolithiques

7.1.1.1. Les assemblages phytolithiques du Pléistocène (U4 : 47-45 à 40 ka BP)

Les dépôts du Pléistocène situés à la base du Ravin de la Mouche appartiennent à la séquence U4 avec un âge situé entre le 47-45 ka à 40 ka (Rasse *et al.*, 2004 ; Lespez *et al.*, 2008). La composition phytolithique de ces sédiments est peu diversifiée. Les phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses représentent l'ensemble de l'assemblage phytolithique. Aucun phytolithe caractéristique des Poaceae ou des familles spécifiques n'a été observé. Au sein des dicotylédones ligneuses, les scléréides sont majoritaires atteignant 78,7%. Les indices D/P, Iph et Fs, de même que les indices FG n'ont pas été calculés en raison de l'absence de cellules courtes de Poaceae. L'indice de caractérisation des ligneux (S/G) comptabilisant une valeur de 3,7 suggère une végétation de fond de vallée de type soudanienne en comparaison avec les assemblages modernes.

7.1.1.2. Les assemblages phytolithiques de la séquence HA1 (ante 11350 cal. BP ; ante 9400 cal. BC)

Un échantillon a été prélevé dans les dépôts de la séquence HA1 (ante 11350 cal. BP ; ante 9400 cal. BC). Celle-ci est caractérisée par une incision dans les dépôts pléistocènes puis par une sédimentation alluviale détritique indiquant une activité hydrologique énergique du Yamé. L'assemblage phytolithique est similaire à celui des formations pléistocènes décrits précédemment. Les phytolithes de dicotylédones ligneuses constituent toujours la totalité de l'assemblage avec une surreprésentation des scléréides (96,3%). Ces données nous indiquent que l'origine des sédiments et des phytolithes résulte de l'érosion des formations pléistocènes et de leur re-déposition dans le fond de vallée. La remobilisation de ces sédiments pléistocènes est confirmée par la présence de boulettes silteuses pléistocènes dans les dépôts grossiers de cette séquence. Encore une fois, l'absence de Poaceae n'a pas permis de calculer la majorité des indices. Seul l'indice S/G a été calculé. Il atteint une valeur élevée de 26,4 qui ne peut pas être interprétée en raison de la remobilisation des sédiments.

7.1.1.3. Les assemblages phytolithiques de la séquence HA2 (11350-10950 cal. BP ; 9400-9000 cal. BC)

La nature sédimentologique et les assemblages phytolithiques de la séquence HA2 (11350-10950 cal. BP ; 9400-9000 cal. BC) sont assez variables selon l'unité échantillonnée. Quatre prélèvements ont été effectués dans les dépôts de cette séquence.

Les deux échantillons prélevés à la base de cette unité correspondent à des dépôts de chenaux et à l'analyse d'une boulette de silts pléistocènes. Les assemblages phytolithiques sont encore une fois similaires à ceux décrits précédemment avec une surreprésentation des dicotylédones ligneuses et notamment des scléréides qui atteignent 97% et 95%. En lien avec ces résultats, l'indice de caractérisation des ligneux (S/G) atteint des valeurs très élevées de 45,8 et 20,9, soulignant le caractère soudanien de la végétation. Pour l'assemblage issu des dépôts de chenaux, on a pu observer la présence de "lobate GSCP" et de "globular echinate" en de très faible quantité (< 1%). Au regard de la faible représentation de ces phytolithes dans les assemblages, les autres indices n'ont pas été calculés.

Les deux échantillons prélevés dans la partie sommitale de cette séquence contrastent avec les assemblages antérieurs majoritairement issus de la remobilisation des sédiments pléistocènes. Ceux-ci sont nettement plus riches et diversifiés. De même, la nature sédimentologique de ces dépôts est différente

puisque'ils correspondent à des dépôts fins de plaine d'inondation pédogénésés et suggèrent une atténuation de la dynamique alluviale. Les assemblages phytolithiques sont caractérisés par une bonne représentation des "lobate GSCP" (22,6% et 10,3%) et de "saddle GSCP" (35,9% et 15,1%). Cependant, on observe une diminution de 63% à 28% des GSCP enregistrées dans ces échantillons espacés de seulement 5cm (11,81 à 11,76m). Pour les dicotylédones ligneuses, la valeur des "globular decorated" ne change pas puisqu'ils comptabilisent 8% pour les deux échantillons. En revanche, les scléréides passent de 18% à 60%. En raison de la faible représentation des "globular decorated", la valeur de l'indice d'ouverture D/P est faible pour les deux échantillons (0,1 et 0,3). Cependant, l'indice FG crée dans cette étude et qui intègre notamment les scléréides dans le calcul, indique des valeurs différentes selon les échantillons (0,4 et 2,5). Ces résultats suggèrent une ouverture des paysages au cours de cette période. L'indice de caractérisation des ligneux (S/G) enregistre aussi des valeurs différentes selon l'échantillon analysé puisque pour le premier (PH 109) elle est de 2,2 et pour le second (PH 116/117) de 6,9. En revanche, les valeurs de l'indice d'aridité (Iph) sont similaires pour les deux échantillons (61% et 59%) et témoignent d'une végétation graminéenne dominée par les Chloridoideae.

7.1.1.4. Les assemblages phytolithiques de la séquence HA3 (10950-10050 cal. BP ; 9000-8100 cal. BC)

Les faciès sédimentaires de HA3 sont différents des séquences précédentes et témoignent d'une nouvelle métamorphose de la vallée du Yamé. On observe pour la première fois une sédimentation saisonnière du Yamé avec l'alternance de lits sableux déposés dans la plaine d'inondation lors de la période de crue et de sédiments fins qui sont issus de la décantation dans les mares. Les assemblages de ces deux unités sédimentaires sont très différents l'un de l'autre. Celui correspondant aux dépôts fins de mares est dominé par les scléréides et les "globular decorated" qui atteignent respectivement 90% et 9%. Les "lobate GSCP" et les "globular echinate" comptabilisent à peine 1% à eux deux. Ainsi, seul l'indice de caractérisation des ligneux a été calculé et atteint une valeur de 9,9. Ce résultat indique une végétation de fond de vallée de type soudanienne. Concernant les dépôts sableux, l'assemblage phytolithique est différent. Les phytolithes de cellules courtes de Poaceae atteignent 34%. Les phytolithes de Panicoideae enregistrent 10%, ceux des Chloridoideae 20%. Les "globular echinate" (Arecaceae) et les phytolithes de Commelinaceae totalisent respectivement 3,4% et 2,2%. En raison de la faible représentation des "globular decorated", la valeur de l'indice D/P est faible (0,2) alors que la valeur de l'indice de fond galerie (FG) est de 1,8, indiquant un couvert végétal relativement dense. L'indice Iph indique une valeur de 66%. La valeur de l'indice de caractérisation des ligneux (S/G) est proche de celui des sédiments de mares avec 7,9 et suggèrent la présence d'espèces produisant principalement des scléréides. Enfin, on remarque que les micro-charbons sont particulièrement abondants dans ces dépôts.

7.1.2. Interprétation taphonomique et paléoenvironnementale

Les sédiments du Ravin de la Mouche sont le résultat de processus de transport et de dépôts variés. D'une manière générale, les phytolithes enregistrés dans les archives alluviales de l'Holocène ancien relatent deux processus différents : (1) l'héritage pléistocène est attesté pour les dépôts de chenaux de HA1 et la première phase de HA2 qui remobilisent les sédiments fins de cette période; (2) les sédiments de la deuxième phase de HA2 et HA3 contiennent des phytolithes originaires soit de la végétation locale soit de la végétation environnante située sur les interfluves. Pour ces séquences, les différences dans la composition des assemblages phytolithiques entre les échantillons est due à des processus taphonomiques et non à un

changement de la végétation (Neumann *et al.*, 2009). Ainsi, à partir des phytolithes contenus dans ces sédiments, il est possible d'interpréter et de reconstruire la végétation à différentes échelles spatiales.

Les sédiments du **Pléistocène** de la séquence U4 correspondent à des poussières éoliennes qui ont été remobilisées par les pluies puis qui se sont accumulées dans les points bas de la vallée du Yamé. Ces formations silteuses sont caractérisées par un litage régulier qui indique un dépôt au sein d'une vaste plaine d'inondation régulièrement parcourue par des écoulements turbides déposant leur charge limoneuse en dehors du chenal. Dans le détail, les couleurs de ces sédiments traduisent une évolution pédologique ultérieure marquée par l'hydromorphie et suggèrent une origine locale des phytolithes (Rasse *et al.*, 2004 ; Lespez *et al.*, 2008). Ainsi, les assemblages phytolithiques des quatre échantillons contenant des phytolithes pléistocènes témoignent d'une végétation de fond de vallée très fermée à la vue de l'abondance des phytolithes de dicotylédones ligneuses et notamment des scléréides. De même, l'indice de caractérisation des ligneux (S/G) atteint des valeurs nettement plus élevées (de 3,7 à 45,6) que pour les analogues modernes. Cependant, il n'est pas aisé d'interpréter ces assemblages phytolithiques puisque aucun analogue moderne n'est caractéristique de ce même type d'assemblage, largement dominé par les scléréides. Nous avons cependant remarqué dans les assemblages contemporains de la forêt galerie de la zone soudanienne que les scléréides enregistraient des valeurs élevées dans les dépôts de la forêt galerie du Bakoye, là où des lianes (*Cissus populnea*) étaient fortement représentées. Ainsi, il est possible que la végétation de forêt galerie pléistocène soit constituée en grande partie de lianes et d'arbustes adaptés à des conditions climatiques particulières et avec une densité élevée empêchant le tapis herbacé de se développer. Cependant, il est aussi probable que l'interprétation de ces résultats soit biaisée par une mauvaise conservation des phytolithes, notamment ceux des cellules courtes de Poaceae.

Les deux échantillons de la partie sommitale de l'unité de **HA2** sont, au contraire des deux précédents, contemporains de la période de leur mise en place. Ils correspondent à des dépôts de plaine d'inondation pédogénisés, suggérant une origine locale des phytolithes qu'ils contiennent. Les assemblages sont différents de ceux des sédiments pléistocènes. L'apparition de GSCP indique une végétation plus ouverte. Cependant, la végétation change passant d'un milieu très ouvert, avec une bonne représentation des GSCP dans le premier assemblage, à un milieu plus fermé où les scléréides reprennent l'ascendant sur les autres morphotypes. Ce dernier assemblage semble indiquer la présence d'une forêt claire dans le fond de vallée avec un sous-bois constitué d'un tapis herbacé à dominante graminéenne. La forte proportion des "saddle GSCP" dans les assemblages ainsi que les valeurs de l'indice d'aridité (Iph) suggère des graminées de nature xérophytique.

Enfin, les dépôts saisonniers de **HA3** enregistrent des assemblages phytolithiques différents en raison des processus taphonomiques. Les dépôts de mare sont significatifs d'un assemblage phytolithique identique à celui des sédiments pléistocènes indiquant la remobilisation des silts venus engorger le fond de vallée. Ainsi, la végétation représentée par les phytolithes contenus dans ces sédiments est caractéristique de celle du pléistocène décrite précédemment. En revanche, les dépôts sableux indiquent une origine plus étendue des phytolithes. Cet assemblage, révélateur de la végétation extra-locale, indique une savane relativement fermée où les ligneux dominent. Ces derniers sont caractérisés par des espèces produisant en grande quantité des scléréides. En revanche, les cellules courtes de Poaceae sont dominées par les Chloridoideae et suggèrent une végétation de type xérophytique.

Ainsi, les assemblages phytolithiques des dépôts pléistocènes sont caractérisés par une végétation de fond de vallée fermée où les scléréides dominent. Pour les dépôts de l'Holocène ancien, la végétation est plus ouverte mais la végétation graminéenne est caractéristique de milieux xérophytes avec des GSCP dominé par le morphotype "saddle". En effet, dans tous les assemblages, les phytolithes de Chloridoideae sont plus abondants que ceux des Panicoideae. Ainsi, les valeurs de l'indice d'aridité calculé à partir des phytolithes

de ces deux sous-familles suggèrent une végétation de type sahélo-soudanienne (>40%). Ces résultats vont à l'encontre de ceux concernant les dicotylédones ligneuses qui suggèrent une végétation de type soudanienne puisque les valeurs de l'indice S/G sont nettement supérieures à la valeur seuil de 0,8 déduite de l'étude des sédiments contemporains. Cela nous indique que la végétation de l'Holocène ancien est singulière et à ce jour, aucun assemblage semblable n'a été observé dans les analogues modernes. Ainsi, on peut supposer que cette végétation était adaptée à des conditions climatiques et anthropiques totalement différentes de celles qui déterminent aujourd'hui les paysages de la zone sahélo-soudanienne et soudanienne. Des conditions climatiques plus froides associées à une intervention minimale de l'homme dans la construction des paysages peut être en effet être à l'origine de cette végétation particulière, qui n'existe plus dans ces régions aujourd'hui. Cependant, cela peut aussi être expliqué par les conditions géomorphologiques locales. Il est possible que la végétation du bassin versant ait connu une évolution et une adaptation plus lente aux conditions humides du début de l'Holocène. La plaine alluviale et les zones humides qui y sont associées sont les premières unités géomorphologiques à enregistrer les changements climatiques avec l'augmentation du niveau du cours d'eau et des nappes alluviales. En revanche, sur les interfluvies, la condition nécessaire à l'installation durable d'une végétation mésophile est la recharge des aquifères gréseux. Celle-ci, après une longue période d'aridité, a pu nécessiter un temps relativement long.

7.2. La transition Holocène moyen à récent (7790-4000 cal. BP ; 5840-2050 cal. BC)

La période de l'Holocène moyen et récent est principalement enregistrée dans les archives sédimentaires de la vallée du Yamé à Ounjougou. Dix échantillons datés de l'Holocène moyen (7790-5320 cal. BP ; 5840-3370 cal. BC) et vingt-trois échantillons datés de la première phase de l'Holocène Récent (5320-4000 cal. BP ; 3370-2050 cal. BC) ont fait l'objet d'une analyse des phytolithes. Ils ont été prélevés principalement dans quatre types d'environnement de dépôt : les dépôts de chenaux, les dépôts grossiers de très basse terrasse, les dépôts fins de basse terrasse et les dépôts de décantation des mares localisées dans la plaine alluviale. La diversité sédimentologique et la richesse phytolithique des dépôts de cette période importante de l'Holocène a permis le développement méthodologique de notre recherche. L'objectif était de pouvoir déterminer l'origine des phytolithes contenus dans les sédiments en associant une approche géomorphologique et biogéographique des dépôts (Garnier *et al.*, 2013).

7.2.1. Typologie des formations végétales caractérisées à partir des assemblages phytolithiques

Les assemblages phytolithiques de la période de transition Holocène moyen – Holocène récent 1 (7790-4000 cal. BP ; 5840-2050 cal. BC) révèlent des changements de végétation importants. Une ACP a été réalisée pour les trente-trois échantillons correspondant à cette période. Sans être intégrés au calcul de l'ACP, les échantillons de surface ont été inclus dans le graphique afin de les comparer et de mettre en avant des similitudes avec les assemblages phytolithiques de l'Holocène moyen-récent (Fig.7.2).

Seuls les morphotypes suivants ont été pris en compte dans la réalisation de cet ACP car l'étude des assemblages modernes a montré leur utilité dans la différenciation des environnements végétaux et sédimentaires prélevés et car ils sont quasiment ubiquistes dans tous les échantillons mais selon des proportions différentes (Fig.7.2). Il s'agit des scléréides, "globular decorated", "globular echinate", "lobate GSCP", "saddle GSCP", "rondel GSCP" et "collapsed saddle GSCP" et enfin les phytolithes diagnostiques des Commelinaceae et des Cyperaceae. Les indices n'ont pas été intégrés à l'ACP afin d'éviter toute

redondance entre les variables car ces derniers sont en effet, calculés à partir des morphotypes précédemment cités. Le pourcentage d'informations restitué pour les deux premiers axes est de 57,8%. Il est concentré principalement dans le premier axe (F1=38,7% et F2=19,1%). L'axe F1 correspond à la variable qui différencie le mieux les échantillons. Il oppose les habitats denses à affinité soudanienne, avec les scléréides et les "collapsed saddle GSCP" caractéristiques de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* (corrélations négatives), des habitats plus ouverts avec les autres GSCP (corrélations positives). On observe notamment que les échantillons contemporains sont tous localisés dans la partie positive de l'axe F1 et se distinguent nettement des échantillons de l'Holocène moyen-récent. Cela indique, pour cette période, une végétation nettement plus fermée que celle des zones soudanienne et sahélo-soudanienne contemporaines.

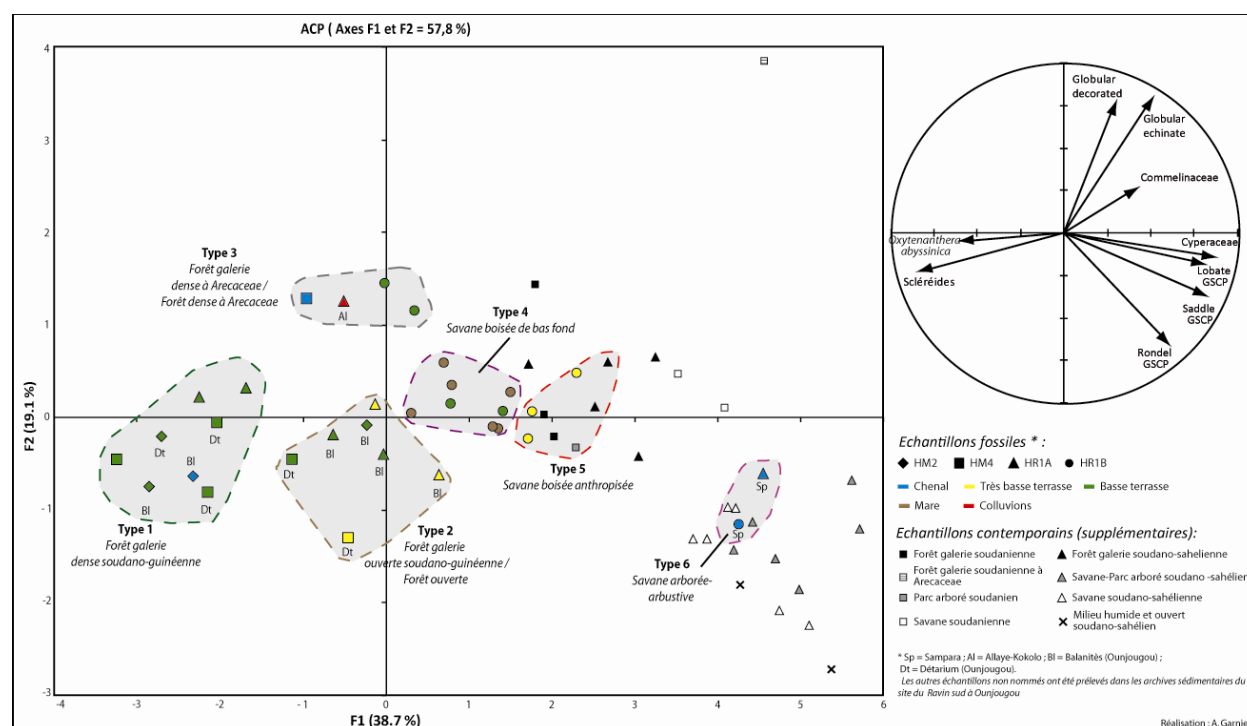


Figure 7.2 : ACP réalisée à partir des trente-trois échantillons de la période Holocène moyen-récent 1 de la vallée du Yamé

Six groupes ressortent clairement de l'ACP (Fig.7.2). La moyenne et l'écart type à la moyenne des principales classes de morphotypes et des indices ont été calculés pour chacun des groupes (Tab.7.1).

Type d'assemblage	Principales classes de végétation (%)					Indices				
	Dicotylédones ligneuses (Scléréides + Globular decorated)	Poaceae (GSCP)	<i>Oxytenanthera</i> (Collapsed saddle)	<i>Arecaeae</i> (Globular echinate)	Commelinaceae et Cyperaceae	D/P*	FG	Lph* (%)	Fs* (%)	S/G
Type 1	59,2 ± 3,8	4,9 ± 0,9	37 ± 3,5	2,9 ± 0,8	0,3 ± 0,1	1,7 ± 0,6	8,7 ± 2,6	33,9 ± 9,7	65 ± 11,4	2,2 ± 0,4
Type 2	39,1 ± 3,6	19,4 ± 2,4	36,1 ± 2,7	4,5 ± 1	0,9 ± 0,2	1,4 ± 0,2	4,5 ± 0,5	32,3 ± 5,2	46,5 ± 3,6	0,6 ± 0,1
Type 3	57,2 ± 8,5	6 ± 1,7	25,1 ± 6,4	10,9 ± 1,6	0,5 ± 0,2	2,2 ± 1,4	5,4 ± 3,2	29,5 ± 13	69,8 ± 8,5	0,3 ± 0,1
Type 4	34,9 ± 2	26,3 ± 2,4	27 ± 0,9	6,7 ± 0,6	4,8 ± 0,7	1 ± 0,1	2,9 ± 0,3	13 ± 2	41 ± 2,1	0,4 ± 0,05
Type 5	32,2 ± 1,8	27,4 ± 3,3	27 ± 1,8	8,7 ± 1	4,7 ± 1,5	0,9 ± 0,1	2,6 ± 0,4	25,8 ± 4,1	36,4 ± 6,9	0,3 ± 0,5
Type 6	41,3 ± 6,2	49,2 ± 8,7	0,7 ± 0,1	5,7 ± 1,6	3,1 ± 0,9	0,7 ± 0,2	1 ± 0,3	48,4 ± 13,1	38,8 ± 10,1	0,3 ± 0,2

* pour les assemblages dont le total des cellules courtes de Poaceae est supérieur à 5%

Réalisation : A. Garnier

Tableau 7.1 : Caractéristiques phytolithiques des types d'assemblages isolés par l'ACP. La moyenne et l'écart-type à la moyenne sont représentées.

Type 1 : Situé à l'extrémité négative de l'axe F1, ce groupe correspond à des assemblages dominés par les phytolithes de dicotylédones ligneuses (59,2±3,8%) et plus particulièrement par les scléréides qui

représentent $39,3 \pm 4,3\%$. Ainsi, l'indice S/G est élevé ($2,2 \pm 0,4\%$) et suggère une forêt galerie de type soudanienne. Ce résultat est confirmé par l'abondance des "collapsed saddle GSCP" dans ces assemblages ($37 \pm 3,5\%$). En revanche, les autres GSCP y sont rares puisqu'elles constituent en moyenne moins de 5% du total des phytolithes diagnostiques ($4,9 \pm 0,9\%$). Cependant, si l'on compare avec les assemblages contemporains, on remarque que ceux correspondants aux habitats de forêt galerie soudanienne sont assez éloignés. On peut alors supposer que la végétation représentée par les assemblages de l'Holocène moyen-récent est encore plus fermée et correspond à une végétation de type *forêt galerie dense soudano-guinéenne*.

Type 2 : Ce groupe rassemble des assemblages qui sont toujours dominés par les dicotylédones ligneuses ($39,1 \pm 3,6\%$) et par les "collapsed saddle GSCP" produits par *Oxytenanthera abyssinica* ($36,1 \pm 2,7\%$). En revanche, pour ces assemblages, les dicotylédones ligneuses sont majoritairement représentées par les "globular decorated" (S/G = $0,6 \pm 0,1$). Les GSCP sont plus abondantes avec une moyenne de $19,4 \pm 2,4\%$. Il en est de même pour les phytolithes diagnostiques des familles spécifiques et notamment les "globular echinate" qui atteignent en moyenne $4,5 \pm 1\%$. Aucun échantillon contemporain ne semble correspondre à ces assemblages. Ils révèlent une végétation encore relativement fermée (D/P = $1,4 \pm 0,2$ et FG = $4,5 \pm 0,5$) mais cependant plus éparse que pour le type 1. En effet, il semble que les cimes de la strate ligneuse ne soient pas jointives, permettant ainsi de laisser passer la lumière et à une strate herbeuse de se développer. On peut alors interpréter ces assemblages comme représentatif selon la nature des dépôts d'une *forêt galerie ouverte soudano-guinéenne* ou d'une *forêt ouverte*.

Type 3 : Il est situé à l'extrémité positive de l'axe F2. La composition des assemblages qu'il concentre est assez proche de ceux du type 1. En effet, les morphotypes des dicotylédones ligneuses enregistrent des taux élevés ($57 \pm 8,5\%$) au détriment des cellules courtes de Poaceae qui atteignent une moyenne très faible ($6 \pm 1,7\%$). En revanche, la nature des phytolithes de dicotylédones ligneuses est différente car ce sont les "globular decorated" qui sont majoritaires. En effet, la valeur moyenne de l'indice S/G est de $0,3 \pm 0,1$. Ainsi, malgré une végétation fermée et dense (D/P = $2,2$ et FG = $5,4$), les espèces ligneuses enregistrées ne sont pas les mêmes que celles des assemblages du type 1. On remarque que les "collapsed saddle GSCP" ($25,1 \pm 6,4\%$) et les "globular echinate" ($10,9 \pm 1,6\%$) sont aussi relativement bien représentés dans ces assemblages. Aucun assemblage contemporain n'est analogue de ce groupe. Ce qui la distingue de la forêt galerie de type 2 est la pauvreté du tapis graminéen ainsi que le nombre important de "globular echinate". Ainsi, la formation végétale représentée peut être interprétée comme une *forêt galerie dense* ou une *forêt dense* où les *Arecaceae* sont bien représentés.

Type 4 : Il concentre des assemblages au sein desquels les phytolithes de dicotylédones ligneuses sont assez bien représentés ($34,9 \pm 2\%$) de même que les GSCP qui atteignent une moyenne de $26,3 \pm 2,4\%$. Les "collapsed saddle GSCP" d'*Oxytenanthera abyssinica* sont encore observées en nombre important ($27 \pm 0,9\%$) de même que les phytolithes diagnostiques des familles spécifiques ($11,4 \pm 0,7\%$). En effet, les *Arecaceae* représentent en moyenne $6,7 \pm 0,6\%$ et les *Cyperaceae* et les *Commelinaceae* atteignent des valeurs relativement élevées ($1,3 \pm 0,2\%$ et $3,5 \pm 0,6\%$). Enfin, la valeur faible de l'Iph ($13 \pm 2\%$) indique que la strate graminéenne est dominée par les *Panicoideae*. Ainsi, les assemblages indiquent un milieu encore fermé (D/P = $1 \pm 0,1$ et FG = $2,9 \pm 0,3$) marqué cependant par une ouverture et une diversification des paysages avec des Poaceae et des herbes plus abondantes. Ces échantillons correspondent principalement à des dépôts de mares. Ainsi, les assemblages phytolithiques peuvent être interprétés comme représentatifs d'une *savane boisée de bas fond*.

Type 5 : Ce groupe comporte trois échantillons de très basse terrasse. Leurs assemblages sont assez similaires du type précédent avec cependant une part des GSCP légèrement plus élevée ($27,4 \pm 3,3\%$) ainsi que des phytolithes diagnostiques de familles spécifiques. En effet, les "globular echinate" ($8,7 \pm 1\%$) ainsi

que les phytolithes diagnostiques des Cyperaceae ($2,5 \pm 0,5\%$) sont bien représentés dans ces assemblages. L'indice Iph est relativement faible ($25,8 \pm 4,1\%$) indiquant une abondance des "lobate GSCP" dans les enregistrements ($16 \pm 2,7\%$). Ce groupe est notamment caractéristique parce que des échantillons de surface modernes sont assez proches. Sur l'ACP, ils correspondent soit à des échantillons de forêt galerie soudanienne et sahélo-soudanienne mais aussi de parc arboré soudanien. En raison de la nature sédimentologique des échantillons et de l'origine extra-locale (des interfluves environnants) des phytolithes qu'ils contiennent, nous avons fait le choix d'interpréter ce type d'assemblage comme représentatif d'une *savane boisée anthropisée*. Ce terme est utilisé pour désigner des espaces cultivés avec une densité ligneuse relativement importante.

Type 6 : Les assemblages de ce groupe contrastent totalement avec ceux précédemment décrits. Les GSCP dominent avec une moyenne de $49,2 \pm 8,7\%$. Elles sont principalement composées de "saddle GSCP", diagnostiques des Chloridoideae, car la valeur moyenne de l'Iph est de $48,4 \pm 13,1\%$. De même, les "collapsed saddle GSCP" caractéristiques de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* sont quasiment absentes ($0,7 \pm 0,1\%$). En revanche, les "Scooped bilobate GSCP" diagnostiques des Poaceae typiques des zones humides (Ehrhartoideae) ont été identifiées dans ces assemblages. Les phytolithes de dicotylédones ligneuses atteignent une moyenne de $41,3 \pm 6,2\%$ et sont largement composés de "globular decorated" ($S/G = 0,3 \pm 0,2$). Les "globular echinate" (Arecaceae) sont relativement faibles ($5,7 \pm 1,6\%$) alors que les phytolithes des Cyperaceae sont par rapport aux autres assemblages particulièrement abondants avec une moyenne de $2,9 \pm 0,6\%$. Ces assemblages phytolithiques sont assez proches sur le graphique des échantillons contemporains sahélo-soudaniens. Ils révèlent une végétation plutôt ouverte où la strate graminéenne est bien représentée. Cependant, la présence d'espèces de zones humides indique un environnement saturé en eau une partie de l'année. Ce type a été interprété comme une *savane arborée / arbustive*.

7.2.2. Description des assemblages phytolithiques de l'Holocène moyen (7790-5320 cal. BP ; 5840-3370 cal. BC)

Pour l'Holocène moyen, seules les périodes HM2 (7790-6790 cal. BP ; 5840-4840 cal. BC) et HM4 (6500-5320 cal. BP ; 4550-3370 cal. BC) font l'objet d'un enregistrement sédimentaire. Les autres périodes de l'Holocène moyen (HM1 et HM3) sont caractéristiques d'un hiatus sédimentaire expliqué notamment par une atténuation de la dynamique fluviale (Lespez *et al.*, 2011). En outre, l'enregistrement de ces dépôts semble être spécifique au site d'Ounjougou dont la configuration locale a permis la conservation de ces dépôts. En effet, aucune datation n'a permis d'identifier des dépôts appartenant à la même période pour le reste de la vallée du Yamé. Ainsi, dix échantillons ont été prélevés dans les archives sédimentaires du tronçon d'Ounjougou, en rive droite au site du Balanités et en rive gauche aux sites du Détarium et du Ravin sud.

7.2.2.1. Les assemblages phytolithiques de la séquence HM2 (7790-6790 cal. BP ; 5840-4840 cal. BC)

Trois échantillons correspondant à la période HM2 ont été prélevés au site du Balanités et un échantillon au site du Détarium.

Pour le site du Balanités, l'échantillon le plus ancien, prélevé dans des dépôts fins de plaine d'inondation (basse terrasse), contient une part élevée de phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses qui atteignent 80%. Cet assemblage est dominé par les scléréides et notamment les polyèdres lisses qui comptabilisent 67%. La composition de celui-ci est similaire à ceux de l'Holocène ancien qui sont



286

majoritairement représentés par les scléréides et non les "globular decorated" (Neumann *et al.*, 2009). Cependant, on observe une différence concernant les GSCP. En effet, le morphotype "collapsed saddle" caractéristique de l'espèce de Bambusoideae *Oxytenanthera abyssinica* a été identifié dans cet assemblage (12%). De même, la faible représentation des GSCP (5%) ainsi que les valeurs élevées du D/P (2,4) et du FG (16,7) indiquent une forêt galerie dense et fermée. En outre, l'indice de caractérisation de la forêt galerie (S/G) enregistre une valeur de 5. Cette valeur, largement supérieure au seuil de 0,8 établie à partir des analogues modernes, ainsi que l'appartenance de ces échantillons au type 1 de l'ACP témoignent du caractère soudano-guinéen de la forêt galerie, densément peuplée de ligneux et du bambou *Oxytenanthera abyssinica*. L'indice Iph est de 25% et le Fs de 87%, suggérant une forêt galerie soumise à un stress. Le taux de phytolithes carbonisés est de seulement 5,6%.

Les trois échantillons suivants ont été prélevés au site du Balanités et du Détarium. On observe une nette augmentation de la valeur des "collapsed saddle" produits par *Oxytenanthera abyssinica* qui atteignent entre 27% et 39%. Les "globular decorated" sont aussi mieux représentés (17-32%) dans ces assemblages. Les GSCP sont peu abondants (2-17%). On observe que les "collapsed saddle" sont mieux représentés dans l'assemblage phytolithique de l'échantillon prélevé dans les dépôts de chenaux que dans les sédiments fins de la plaine alluviale. Les phytolithes de familles spécifiques n'ont été observés que pour un échantillon prélevé au site du Balanités et enregistrent aussi une valeur très faible (<1%). Les indices ont été calculés seulement pour les échantillons du Balanités dont l'abondance des GSCP a été jugée suffisante (>5%). Les valeurs de l'indice D/P sont assez élevées (1,8 et 2,3) de même que celle de l'indice FG (11,7 et 4,5) témoignant d'une végétation très dense. En revanche, ceux de l'Iph et du Fs sont variés (20% et 66% ; 49% et 71%). L'indice S/G indique aussi une différence dans la composition de la forêt galerie des échantillons de basse terrasse puisque celui prélevé au site du Balanités enregistre une valeur de 0,5 alors que celui du Détarium atteint 1,7. Au sein de l'ACP, l'échantillon prélevé dans les dépôts de chenaux du Balanités ainsi que l'échantillon de basse terrasse du Détarium sont localisés au sein du type 1 (forêt galerie dense soudano- guinéenne). En revanche, celui de la basse terrasse du Balanités se situe dans le groupe 2, interprété comme une forêt galerie soudano-guinéenne plus ouverte. Les phytolithes carbonisés constituent entre 11 et 14% des assemblages.

7.2.2.2. Les assemblages phytolithiques de la séquence HM4 (6500-5320 cal. BP ; 4550-3370 cal. BC)

Pour la seconde séquence de l'Holocène moyen enregistrée à Ounjougou (HM4), quatre échantillons ont été prélevés sur le site du Détarium sur la rive gauche du Yamé et deux sur le site du Ravin sud.

Deux dates ont permis d'attribuer les archives sédimentaires du Détarium à la période de HM4 (6440-6170 cal. BP et 6190-5990 cal. BP ; 4490-4220 cal. BC et 4240-4040 cal. BC). Trois échantillons correspondent à des dépôts fins de plaine alluviale (basse terrasse) et un échantillon à des sédiments sableux déposés lors des crues dans la très basse terrasse. On observe une certaine homogénéité entre les assemblages des dépôts de basse terrasse. Ils sont tous les trois dominés par les phytolithes de dicotylédones ligneuses qui enregistrent des valeurs comprises entre 48,5% et 52,4% alors que pour l'échantillon sableux, ils comptabilisent seulement 28,5%. Dans la classe des dicotylédones ligneuses, ce sont les scléréides qui sont majoritairement représentés (entre 25,2% et 36,6%). Pour l'assemblage phytolithique des dépôts sableux, ce sont les GSCP qui dominent puisque les "collapsed saddle" (*Oxytenanthera abyssinica*) comptabilisent 46,9% contre 32-39% pour les dépôts fins et les autres GSCP enregistrent 22,8 contre 5,9-13,2%. Les "globular echinate" (Arecaceae) ont seulement été observés dans les dépôts de la basse terrasse, atteignant entre 2% et 4,3%. Les phytolithes des autres familles spécifiques sont, d'une manière générale,

faiblement représentés. L'indice D/P est de 0,7 pour les dépôts sableux et varie entre 1,5 et 3,7 pour les dépôts apparentés à la plaine alluviale. L'indice d'ouverture des paysages (FG) indique aussi des valeurs différentes selon la nature sédimentologique des échantillons. Elles varient de 11,9 à 6,5 pour les dépôts de la plaine alluviale et atteint 3,3 pour l'échantillon sableux. Même si cette dernière valeur est plus faible, elle est tout de même significative d'une végétation fermée sur les interfluves puisqu'elle est supérieure au seuil établi lors de l'étude contemporaine (1,3). L'indice de caractérisation de la forêt galerie (S/G) ainsi que l'ACP permettent de préciser la nature de la végétation enregistrée par les phytolithes. Ils suggèrent une forêt galerie dense soudano-guinéenne (type 1) pour les deux échantillons de basse terrasse les plus anciens. La valeur de l'indice FG est en effet élevée (3 et 1,5) par rapport au plus récent (0,9). Ce dernier est, comme l'échantillon prélevé dans les dépôts de chenaux, significatif d'une forêt galerie plus ouverte (type 2) où les "globular decorated" sont mieux représentés. Les indices Iph varient entre 33% et 70% et les valeurs du Fs entre 39 et 74%.

Pour les dépôts du Ravin sud, des sédiments fins de la basse terrasse et des dépôts détritiques représentatifs des dépôts de chenaux ont été prélevés. Ils sont datés de 6200-5940 cal. BP (4240-3980 cal. BC). L'assemblage des dépôts de basse terrasse est dominé par les scléréides (40%) et les "collapsed saddle GSCP" caractéristiques d'*Oxytenanthera abyssinica* (41%). Les phytolithes des autres Poaceae et des familles spécifiques ont été faiblement observées (< 1%). Pour l'échantillon correspondant aux dépôts de chenaux du Ravin sud, ce sont les phytolithes "globular decorated" qui dominent puisqu'ils comptabilisent 44% de l'assemblage. Les "globular echinate" sont aussi mieux représentés atteignant 8,5% contre 0,6% pour l'assemblage de basse terrasse. Les GSCP sont faiblement enregistrées puisque pour l'ensemble, elles comptabilisent 2,5%. L'indice S/G est le seul à avoir été calculé car il ne dépend pas des phytolithes de Poaceae, trop faiblement représentés dans ces assemblages. Il est très différent selon la nature du sédiment analysé puisqu'il atteint 2,5 dans l'échantillon de basse terrasse et seulement 0,3 pour l'échantillon sableux distinguant encore une fois les espèces ligneuses des habitats de savane de celles des habitats de forêt galerie soudano-guinéennes. Ce résultat est confirmé par l'ACP puisque l'assemblage de la basse terrasse est assimilé au type 1 alors que l'échantillon des dépôts de chenaux est localisé au sein du groupe 3 (Forêt dense à Arecaceae). Enfin, on observe pour cette période une augmentation des phytolithes carbonisés qui oscillent entre 14,5% et 29%. On peut néanmoins noter une différence entre les dépôts sableux et limoneux du Ravin sud puisque les phytolithes carbonisés comptabilisent 15,2% pour les premiers contre 23,3% pour la plaine d'inondation. Ces résultats suggèrent une activité des feux plus importante au sein de la forêt galerie.

7.2.3. Description des assemblages phytolithiques de la séquence HR1 (5320-4000 cal. BP ; 3370-2050 cal. BC)

Le corpus important du nombre de datations attribuées la première séquence de l'Holocène Récent a permis d'identifier deux unités caractéristiques de dynamiques hydro-sédimentaires singulières : HR1A (6320-4650 cal. BP ; 3370-2700 cal. BC) et HR1B (4650-4000 cal. BP ; 2700-2050 cal. BC). Les assemblages phytolithiques des archives sédimentaires du site d'Ounjougou, situé à l'amont, du site d'Allaye-Kokolo, dans la moyenne vallée et du site de Sampara, à l'aval dans le Delta intérieur du Niger ont été étudiés pour cette séquence (Fig.7.4).

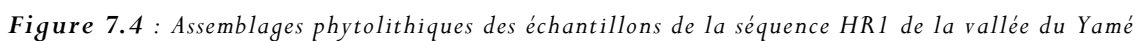
7.2.3.1. Les assemblages phytolithiques de l'unité HR1A (5320-4650 cal. BP)

Pour la période HR1A (5320-4650 cal. BP ; 3370-2700 cal. BC), le contenu phytolithique de six échantillons des archives sédimentaires du site d'Ounjougou, au site du Ravin sud et en rive droite du Yamé, au site du Balanités ainsi que celui d'un échantillon prélevé dans les colluvions d'Allaye-Kokolo et un dans les dépôts de chenaux à Sampara a été analysé (Fig.7.4).

Ounjougou

Les assemblages phytolithiques de la première phase de l'Holocène Récent enregistrés dans les dépôts du Ravin sud sont très proches de ceux du Détarium observés pour l'Holocène moyen. En effet, les scléréides sont nettement plus abondants dans les dépôts de plaine d'inondation (31-32%) que dans les dépôts grossiers (13%). Au contraire, les GSCP atteignent des valeurs plus importantes dans les sédiments grossiers (17%) que dans les sédiments fins de plaine d'inondation (2-7%). Ainsi, les indices n'ont pas pu être calculés pour l'échantillon PH 238 au regard de la faible représentation des GSCP. Pour les deux autres échantillons du Ravin sud, les valeurs des indices enregistrent des différences selon le faciès sédimentaire analysé. L'indice D/P atteint 1,6 pour les dépôts grossiers contre 3,5 pour les sédiments fins. De même, l'indice de forêt galerie (FG) suggère lui aussi une végétation plus fermée pour les dépôts de la basse terrasse avec 13,7 contre 4,9 pour les dépôts de la très basse terrasse. L'indice S/G qui atteint, pour les dépôts de basse terrasse, des valeurs supérieures à la limite seuil de 0,8 avec 1,1 et 1,3 ainsi que les résultats de l'ACP suggèrent une forêt galerie à affinité soudano-guinéenne (type1) où les espèces produisant des scléréides dominent. En revanche, l'échantillon des dépôts de chenaux correspond au type 2 à savoir une végétation plus ouverte. L'Iph est de 50% pour les dépôts fins contre seulement 15,5% pour les dépôts sableux, indiquant, sur les interfluvies, une strate graminéenne principalement constituée de *Panicoideae*. Enfin, l'indice Fs enregistre des valeurs de 76% pour les dépôts de basse terrasse contre 62% pour les dépôts grossiers de la très basse terrasse. Ces valeurs très élevées suggèrent un stress hydrique relativement important de la végétation. Comme pour les échantillons de l'Holocène moyen, on observe des valeurs nettement plus importantes pour les phytolithes carbonisés dans les dépôts fins de la plaine alluviale (23-32% contre 14%). Ainsi, ces résultats suggèrent des feux majoritairement localisés dans le fond de vallée.

Pour la même période et pour les mêmes types de faciès sédimentaires, on observe des assemblages phytolithiques différents pour les échantillons du site du Balanités. Le taux des phytolithes des dicotylédones ligneuses ne se distinguent pas selon les dépôts sableux ou limoneux (30-42%). Cependant, les GSCP sont plus abondantes pour les dépôts sableux (32% contre 15-17% pour les dépôts fins de la plaine alluviale). Ainsi, d'une manière générale, on observe une baisse des scléréides qui atteignent des valeurs situées entre 7 et 15% alors que les GSCP augmentent. On remarque notamment une montée des "lobate GSCP" qui représentent près de la moitié du total des GSCP (15%). Ces résultats témoignent d'une ouverture de la végétation sur les interfluvies mais aussi dans le fond de vallée. Les valeurs des indices D/P sont d'ailleurs plus faibles par rapport aux enregistrements précédents puisqu'elles atteignent 0,7 pour les dépôts sableux contre 1,3 et 1,7 pour les dépôts fins de plaine alluviale (basse terrasse). De même, l'indice FG est plus faible pour les dépôts sableux de la très basse terrasse (2,1) que pour les dépôts de la basse terrasse, représentatifs de la forêt galerie locale (4,6 et 5,5). Ainsi, il témoigne d'une végétation plus fermée dans le fond de vallée mais l'indice FG, presque identique pour les deux types de dépôt, suggère que la nature des ligneux est similaire de celle située sur les interfluvies, c'est-à-dire constituée d'arbres produisant majoritairement des "globular decorated". Cependant, selon l'ACP, ces trois échantillons indiquent une végétation de type forêt galerie ou forêt ouverte. L'Iph varie de 26% à 36% et le Fs indique des valeurs plus importantes pour les dépôts fins (42-45% contre 33% pour les dépôts sableux). Enfin, les



phytolithes carbonisés diminuent de plus de moitié mais sont toujours légèrement plus important dans les dépôts de la forêt galerie locale (9% contre 7% pour les dépôts grossiers).

Allaye-Kokolo

L'échantillon prélevé à Allaye-Kokolo est originaire des sédiments colluviaux ocres très indurés datés de 5041-4658 cal. BP. Il contient un assemblage phytolithique différent des précédents avec une forte représentation des phytolithes de dicotylédones ligneuses qui atteignent 80%. Les "globular decorated" y sont majoritaires avec 49%. Les GSCP sont très faiblement représentées atteignant à peine 4% au total. Les "collapsed saddle GSCP" produits par *Oxytenanthera abyssinica* sont nettement moins abondants que pour les échantillons précédents (6%). Les "globular echinate" (Arecaceae) constituent 7% de l'assemblage alors que les autres phytolithes de familles spécifiques sont rares. Les phytolithes diagnostiques des Commelinaceae et les Cyperaceae atteignent 0,7% chacun. Ces résultats suggèrent une végétation très fermée sur les interfluvies où la strate ligneuse domine largement. La plupart des indices n'ont pas pu être calculé en raison du faible enregistrement des cellules courtes de Poaceae. Seul l'indice de caractérisation de la strate arborée (S/G) nous apporte une indication supplémentaire. Il atteint une valeur de 0,6 ce qui suggère une végétation arborée dense avec des espèces produisant majoritairement des "globular decorated" comme c'est le cas aujourd'hui au sein de la savane soudanienne et sahélienne. L'ACP indique que la végétation représentée par cet assemblage est de type forêt dense à Arecaceae (Type 3).

Sampara

À la base du remplissage sédimentaire de Sampara, les dépôts sont de nature détritique, composés de sables et de gravillons. Cet échantillon correspond à la période HR1A (5320-4650 cal. BP ; 3370-2700 cal. BC) puisque l'unité sédimentaire dans laquelle il a été prélevé a été datée à son sommet de 4808-4421 cal. BP (2857-2471 cal. BC). L'assemblage phytolithique est légèrement dominé par les dicotylédones ligneuses avec 47% et notamment par les "globular decorated" qui atteignent 36%. Les GSCP représentent 40% et sont inégalement répartis entre les "lobate" (10%), les "saddle" (16%) et les "rondel" (14%). Enfin, les "collapsed saddle GSCP" sont faiblement représentées (<1%). L'indice D/P atteint une valeur de 0,9 et le FG 1,3, ce qui est nettement plus faible que pour les échantillons précédents, indiquant une végétation plus ouverte. Les indices Iph et Fs atteignent 61% et 49%. L'ACP témoigne d'une végétation ouverte de type savane arborée (Type 6). Enfin, l'indice de caractérisation des ligneux (S/G) atteint une valeur de 0,5 indiquant que la savane environnante est composée de ligneux produisant essentiellement des "globular decorated".

7.2.3.2. Les assemblages phytolithiques de l'unité HR1B (4580-4220 cal. BP ; 2630-2270 cal. BC)

Mis à part le premier échantillon, prélevé à Sampara, les treize autres échantillons correspondant à l'unité HR1B ont été prélevés à Ounjougou, au site du Ravin sud (Fig.7.4).

Sampara

Au contraire de l'assemblage précédent, celui-ci dont la faciès sédimentaire est identique (dépôts de chenaux) est dominé par les GSCP (58%) et notamment les "lobate" (Panicoideae) qui atteignent près de 28% alors que les "saddle" (Chloridoideae) ne représentent que la moitié (15%). Les "collapsed saddle GSCP" ont été faiblement observées (<1%). On observe aussi une diminution des phytolithes des familles

spécifiques et notamment des "globular echinate", caractéristiques des Arecaceae, qui passent de 7% à 4%. Enfin, on remarque l'apparition dans cet assemblage de GSCP associées à la sous-famille Ehrhartoideae ("Scooped bilobate") qui ont été identifiées en faible proportion (<1%). Les indices caractérisant la couverture ligneuse sont très faibles puisque l'indice D/P et FG atteignent respectivement une valeur de 0,5 et de 0,7 ; témoignant d'une végétation ouverte sur les interfluves. De même, l'indice de caractérisation des ligneux comptabilise une valeur très faible de 0,2, indiquant que des espèces produisant majoritairement des "globular decorated" peuplent la savane environnante. L'ACP suggère une végétation de type savane arborée / arbustive, proche de la savane sahélo-soudanienne actuelle. L'Iph est de 35% et le Fs de 29%.

Ounjougou

Treize prélèvements ont été réalisés dans des faciès sédimentaires différents : des dépôts sableux et limoneux de plaine d'inondation (très basse terrasse et basse terrasse) et des dépôts de mares.

Les assemblages phytolithiques sont caractérisés par une augmentation des GSCP par rapport aux échantillons de HR1A. Ceux-ci atteignent entre 7% et 37% de l'assemblage total et sont dominés par les "lobate GSCP" qui atteignent pour la première fois 20% dans les sédiments d'Ounjougou. Les autres GSCP ainsi que les phytolithes des familles spécifiques ont été observés. Les morphotypes "collapsed saddle GSCP" (*Oxytenanthera abyssinica*) enregistrent des taux situés entre 21% et 34%. Les scléréides diminuent (4-17%) et les "globular decorated" restent stables (en moyenne 25%). La composition des assemblages des dépôts fins de plaine d'inondation et de mares sont assez proches. En revanche, au sommet de l'enregistrement sédimentaire, les assemblages apparaissent différents entre les dépôts grossiers et fins de plaine d'inondation. Les échantillons de la très basse terrasse contiennent une part plus importante des "lobate GSCP" (11-20%) et "saddle GSCP" (4-6%) en comparaison avec les dépôts limoneux adjacents (basse terrasse) dans lesquels les "globular decorated", les "collapsed saddle GSCP" et les "globular echinate" sont mieux représentés. Enfin, pour l'ensemble des échantillons, les morphotypes caractéristiques des Cyperaceae (0,4-3,4%) et des Commelinaceae (0-6%) atteignent des taux relativement élevés en comparaison avec les assemblages plus anciens. On remarque notamment que les Cyperaceae sont bien représentés dans les dépôts grossiers caractéristiques de la végétation extra-locale des interfluves (1,6 ; 2,4 et 3,4% contre 0,5-2,3% pour les dépôts de fond de vallée). L'information apportée par les indices est aussi très riche. Les indices caractérisant la strate ligneuse témoignent de dynamiques de végétation. On remarque que la végétation du fond de vallée, représentée par les assemblages de basse terrasse et des mares, se ferme au cours de cette période. En effet, les valeurs de l'indice D/P des dépôts de mares passent de 0,9 à 1,7 et celles des sédiments de basse terrasse de 0,8 à 5,7. De même, l'indice FG passe de 2,5 à 4,1 pour les dépôts de mare et de 1,9 à 12,7 pour les dépôts de la basse terrasse. Cette évolution est aussi confirmée par l'ACP puisque les assemblages du fond de vallée (mares et basse terrasse) appartiennent pour les huit échantillons plus anciens au type 4, correspondant à une savane boisée de bas fond alors que les deux échantillons les plus récents au type 3, interprété comme une forêt galerie dense. En revanche, on observe le contraire pour les dépôts de chenaux puisque l'indice D/P diminue au cours de cette période (1,2 à 0,8) de même que l'indice FG (3,4 à 2). Selon l'ACP, ces trois assemblages phytolithiques représentent une végétation de savane boisée anthropisée. Ainsi, alors que la végétation du fond de vallée se referme, celle de la savane environnante s'ouvre au cours de la première moitié du 3^{ème} millénaire avant J-C. Cependant, l'indice (S/G) nous indique que les espèces ligneuses sont taxonomiquement identiques pour les deux unités géomorphologiques. En effet, les valeurs sont assez similaires pour les différents échantillons puisqu'elles se situent entre 0,2 et 0,7 pour les sédiments fins de fond de vallée et entre 0,2 et 0,5 pour les dépôts sableux. Enfin, on remarque que l'indice Iph est particulièrement bas pour les échantillons de mares

(6%-23%) de même que pour les dépôts de chenaux (20%-33%). Ces résultats suggèrent la présence significative de *Panicoideae* à l'échelle locale, pour les mares, et extra-locale, sur les interfluves. Les dépôts de la très basse terrasse enregistrent des valeurs variables allant de 7% à 50%. Enfin, pour l'ensemble des échantillons, l'indice Fs oscille entre 30% et 60%. Les pourcentages des phytolithes carbonisés sont assez faibles (environ 10%).

7.2.4. Interprétation taphonomique et paléoenvironnementale des assemblages phytolithiques de l'Holocène moyen à récent 1 (7790-4000 cal. BP)

La composition phytolithique des assemblages de l'Holocène moyen (7790-5320 cal. BP ; 5650-3370 cal. BC) diffère de celle de la période antérieure. Même si les scléréides sont toujours bien représentés dans les assemblages, l'apparition des phytolithes diagnostiques d'*Oxytenanthera abyssinica* témoigne d'un changement de végétation majeur.

Les quatre échantillons datés de la période **HM2** (7790-6790 cal. BP ; 5650-4840 cal. BC) sont associés à deux types de végétation différents (Fig.7.3). Trois échantillons sont regroupés au sein du type 1 caractéristique d'une végétation dense de type *forêt galerie dense soudano-guinéenne*. Les espèces ligneuses produisant des scléréides et le bambou *Oxytenanthera abyssinica* dominant. Ces assemblages qui correspondent à la fois à des dépôts de basse terrasse et de chenaux indiquent une végétation relativement dense et fermée à la fois sur les interfluves et dans le fond de vallée. En revanche, l'échantillon le plus récent du site du Balanités indique une végétation de fond de vallée un peu plus ouverte (type 2).

Les assemblages de la séquence **HM4** (6500-5320 cal. BP ; 4550-3370 cal. BC), répartis en trois groupes, témoignent de formations végétales différentes selon la nature du dépôt étudié (Fig.7.3). Les trois échantillons prélevés dans des dépôts de basse terrasse au site du Détarium correspondent, soit à une végétation de type *forêt galerie soudano-guinéenne* (type 1), soit à un peuplement plus ouvert (type2) pour l'échantillon le plus récent. On remarque ainsi que la végétation de fond de vallée tend légèrement à s'ouvrir au cours de cette période. L'assemblage issu des dépôts grossiers de très basse terrasse indique une végétation plus ouverte (type 2). Ainsi, depuis la séquence HM2, on observe aussi une ouverture de la végétation sur les interfluves. Pour les échantillons du Ravin sud, les assemblages sont aussi différents selon le type de dépôt étudié. L'assemblage issu des dépôts de basse terrasse indique une végétation de fond de vallée fermée et dense puisqu'il est associé au type 1 interprété comme une *forêt galerie dense soudano-guinéenne*. En revanche, l'échantillon prélevé dans les dépôts de chenaux du Ravin sud est inclus dans le type 3, indicateur d'une *forêt dense à Arecaceae*. Ainsi, au contraire des échantillons du Balanités qui indiquent une végétation légèrement plus ouverte sur les interfluves environnants que dans le fond de vallée, ceux du Ravin sud témoignent d'une végétation fermée et dense pour ces deux environnements. Les interfluves du petit bassin versant du Ravin sud sont caractéristiques d'une végétation ligneuse plus dense comme c'est le cas aujourd'hui. En revanche, quelque soit le site d'échantillonnage des assemblages datés de HM4, les valeurs de l'indice S/G nous indiquent que les espèces ligneuses qui peuplent la végétation des interfluves et des fonds de vallée sont différentes. Au contraire de la forêt galerie qui est principalement constituée d'espèces produisant des scléréides, la strate ligneuse des interfluves est dominée par des espèces produisant en plus grande quantité des "globular decorated". Cette période est aussi significative d'une augmentation des feux. Dans les sédiments, on observe que la part des phytolithes carbonisés est importante, atteignant en moyenne 20% des assemblages. Les phytolithes de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* sont les plus carbonisés. Il est difficile de trouver une cause naturelle pour expliquer des feux réguliers notamment concernant la végétation relativement humide du fond de vallée. Des feux

anthropogéniques pour chasser, accéder à l'eau ou encore pour favoriser la repousse des graminées semblent être une meilleure explication. Ainsi, par rapport à la période précédente, on remarque un changement dans la composition de la végétation des interfluves ainsi qu'une augmentation des feux. Enfin, pour l'ensemble de la période de l'Holocène moyen, on remarque que les phytolithes de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* sont particulièrement abondants dans les assemblages des dépôts de chenaux du Balanités et du Détarium. Ces résultats suggèrent que ces bambous étaient plus nombreux en marge de la forêt galerie. En revanche, pour les échantillons du Ravin sud, on observe le contraire, les cellules courtes en selle pliée caractéristiques du bambou *Oxytenanthera abyssinica* sont plus importants dans les dépôts de la basse terrasse que dans ceux de chenaux. Il est possible qu'*Oxytenanthera abyssinica* ne poussaient pas à proximité du Yamé mais en marge de la plaine alluviale à quelques dizaines de mètres du chenal soit en raison de la forêt galerie trop dense ou bien à cause de l'activité hydrologique du cours d'eau trop énergique au cours de l'Holocène moyen. Cependant, près des petits cours d'eau tel que celui du Ravin sud, les bambous colonisent la forêt galerie à HM4. On a pu observer le même cas en zone soudanienne, où dans la forêt galerie proximale du Bakoye le bambou était absent. En revanche, en bordure des cours d'eau intermittents de la région de Kita, on a pu remarquer que le bambou constituait la plupart du temps une des espèces principales de la forêt galerie. Ainsi, selon la compétence hydrologique du cours d'eau et de la densité de la forêt galerie, ils constituent ou non une espèce privilégiée de la forêt galerie. Cependant, cette espèce est aussi observée dans les milieux boisés et les savanes soudano-guinéennes.

Huit échantillons de la vallée du Yamé sont datés de l'unité **HR1A** (5320-4650 cal. BP ; 3370-2700 cal. BC) et sont partagés entre quatre types de formations végétales différentes (Fig.7.4). Les dépôts de grossiers de la très basse terrasse indiquent une végétation de type *forêt galerie ouverte soudano-guinéenne* (type 2) à la fois pour les échantillons prélevés au site du Ravin sud et du Balanités. Ainsi, au contraire de la séquence HM4, où la composition de la végétation des interfluves était différente selon le bassin versant (Ravin sud et Yamé), les assemblages de HR1A témoignent d'une homogénéisation de la végétation des interfluves pour l'ensemble de ce secteur. En revanche, les phytolithes contenus dans les dépôts fins de la plaine alluviale des deux sites étudiés (Ravin sud et Balanités) suggèrent une forêt galerie différente selon la localisation au sein du système fluvial. Alors que les deux assemblages de basse terrasse du Ravin sud sont concentrés au sein du type 1, correspondant à la *forêt galerie dense soudano-guinéenne*, ceux issus des dépôts de basse terrasse du Balanités sont associés au type 2, une formation végétale relativement similaire mais plus ouverte. De même, l'indice S/G est supérieur à la valeur seuil de 0,8 pour les dépôts du Ravin sud (1,1 et 1,3) alors que ceux du Balanités enregistrent des valeurs inférieures (0,4 et 0,6) ; semblables à celles des interfluves (0,5 et 0,4). Ainsi, alors que la forêt galerie du Yamé est plus ouverte et comporte des espèces à affinités sahélo-soudaniennes, la strate ligneuse de la végétation rivulaire du Ravin sud est plus dense et contient des espèces soudaniennes. Cela peut s'expliquer par des conditions locales. Le Ravin sud est un cours d'eau plus calme qui permet à des espèces telles que les Bambusoideae de s'installer et semblent être un milieu relictuel propice au développement d'espèces soudaniennes. En revanche, à Allaye-Kokolo, la végétation des versants, représentée par l'assemblage prélevé dans les colluvions, est très fermée, peuplée principalement par des espèces ligneuses produisant en grande quantité des "globular decorated" et des "globular echinate". Ainsi, elle est interprétée comme un peuplement de type *forêt dense à Areaceae* (type 3). À Sampara, la végétation des interfluves est nettement plus ouverte pour cette période avec une bonne représentation des phytolithes de Poaceae dans les assemblages. L'assemblage phytolithique associé à l'unité HR1A et issu de dépôts de chenaux, est situé au sein du groupe 6. Il est significatif d'une *savane arborée*.

Ainsi, pour cette période, la végétation des interfluves est plus ou moins dense selon les secteurs. En revanche, par rapport à la végétation de l'Holocène moyen, celle du début de l'Holocène récent marque un changement dans la composition des espèces des interfluves. En effet, tous les assemblages des dépôts de très basse terrasse et de chenaux associés à HR1A sont caractérisés par une abondance des "globular decorated" et des valeurs de l'indice S/G inférieures à 0,8. On remarque cependant que l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* est caractéristique de l'amont du bassin versant car les cellules courtes en selle pliée sont quasiment absentes de la végétation à Allaye-Kokolo et Sampara.

La seconde unité de l'Holocène Récent 1 (**HR1B** : 4650-4000 cal. BP ; 2700-2050 cal. BC) amorce un changement dans la composition de la végétation à la fois sur les interfluves et dans le fond de vallée. La végétation des interfluves à Sampara est plus ouverte que pour la période précédente même si l'assemblage daté de cette unité est toujours localisé au sein du type 6 (Fig.7.2). Il peut être interprété comme représentant un peuplement de savane arbustive. On observe aussi une ouverture et une diversification des paysages à la fois de fond de vallée et des interfluves à Ounjougou. Dans tous les assemblages, les cellules courtes de Poaceae et notamment les lobées augmentent alors que les scléréides diminuent. Cela est aussi attesté par une augmentation des Commelinaceae et des Cyperaceae et des valeurs des indices D/P et FG plus faibles. Cependant, malgré une ouverture de la végétation par rapport à HR1A, on observe que la végétation de la forêt galerie tend à se refermer au cours de cette période. En effet, les échantillons issus des dépôts de basse terrasse et de mares correspondent à une *savane boisée de bas fond* avec une assez bonne représentation des Poaceae. En revanche, les assemblages des deux échantillons de la partie sommitale indiquent une végétation plus fermée de type *forêt galerie à Arecaceae* (type 3). Au contraire, les trois assemblages des dépôts sableux indiquent une ouverture progressive de la végétation. Ils sont assimilés au type 5 qui correspond à une végétation de *savane boisée anthropisée*. Pour ces deux milieux de sédimentation, les assemblages des dépôts grossiers et de fond de vallée indiquent une végétation encore relativement fermée mais où les cellules lobées caractéristiques des Panicoideae sont abondants. En effet, l'indice Iph est particulièrement faible pour ces échantillons (Tab. 7.1). Pour les mares, cela peut être le résultat de la présence locale de Panicoideae associées aux zones humides telles qu'*Echinochloa stagnina*. En revanche, pour les dépôts grossiers de la très basse terrasse, l'abondance des Panicoideae associée à des taux relativement élevées des Cyperaceae, plantes adventices au sein de la savane, témoignent d'une composition phytolithique semblable à celle des champs de mil soudaniens contemporains. Ainsi, ces assemblages des dépôts grossiers peuvent résulter de la présence du mil domestiqué (*Pennisetum glaucum*) sur les interfluves environnants, indiquant un tournant culturel majeur.

7.3. L'Holocène récent 2 (3720-2400 cal. BP ; 1800-400 cal. BC)

Les archives sédimentaires datées de la période de l'Holocène récent 2 ont été identifiées pour l'ensemble des tronçons de la vallée du Yamé. Au total, huit échantillons ont été analysés pour l'unité HR2A (3720-3050 cal. BP ; 1800-1100 cal. BC), onze pour celle de HR2B (3050-2900 cal. BP ; 1100-900 cal. BC) et enfin dix-neuf pour HR2C (2900-2400 cal. BP ; 900-400 cal. BC) (Fig.7.5, 7.6, 7.7).

7.3.1. Typologie des formations végétales caractérisées à partir des assemblages phytolithiques

Une analyse en composante principale (ACP) a été réalisée pour les trente-huit échantillons datés de la séquence de l'Holocène récent 2 (4000-2400 cal. BP ; 2050-400 cal. BC) (Fig.7.5). Les variables qui ont

permis le calcul de l'ACP sont identiques à celles utilisées pour l'Holocène moyen-récent. Les assemblages contemporains ont aussi été superposés sur le graphique. Les deux premiers axes restituent 63% de l'information, ce qui est relativement élevé. Le premier axe (F1) explique 46,8% d'inertie et le deuxième axe (F2) 16,2%.

L'axe F1 oppose les habitats fermés avec les "globular decorated", les "globular echinate" (Arecaceae) et les "collapsed saddle GSCP" (*Oxytenanthera abyssinica*) situés à l'extrémité négative, des formations végétales ouvertes, avec les GSCP et les herbes à l'extrémité positive de l'axe. Par rapport à l'ACP de la période précédente, on remarque que les assemblages modernes sont mieux répartis au sein de l'ACP de la période Holocène Récent 2. On observe notamment que les échantillons représentatifs de la forêt galerie soudanienne se situent dans la partie négative de l'axe F1 alors que ceux diagnostiques de la savane soudanienne et des habitats sahélo-soudaniens sont localisés dans la partie positive de l'axe F1, suggérant des paysages plus ouverts.

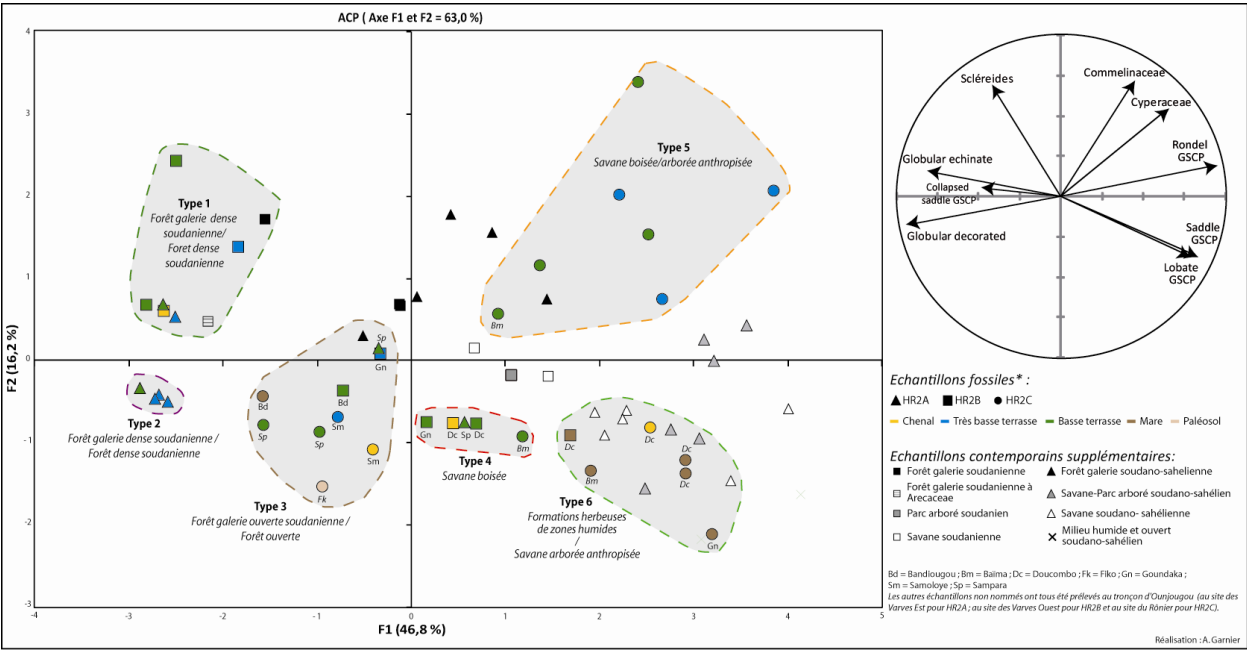


Figure 7.5 : ACP réalisée à partir des trente-huit échantillons de la période Holocène Récent 2 de la vallée du Yamé

Six groupes, correspondant à des formations végétales distinctes, peuvent être identifiés à partir de l'ACP. Pour chacun des types, la moyenne et l'écart type à la moyenne des principales classes de morphotypes et des indices ont été calculés (Tab.7.2).

Type d'assemblage	Principales classes de végétation (%)					Indices				
	Dicotylédones ligneuses (Sclérides + Globular decorated)	Poaceae (GSCP)	<i>Oxytenanthera</i> (Collapsed saddle)	Arecaceae (Globular echinate)	Comelinaceae et Cyperaceae	D/P	FG	lph* (%)	Fs* (%)	S/G
Type 1	73,8 ± 1,3	4,4 ± 0,9	5,7 ± 1,2	15,3 ± 2,3	0,8 ± 0,4	12,8 ± 2,1	25,8 ± 4,3	-	-	0,6 ± 0,1
Type 2	68,5 ± 0,8	4,4 ± 0,5	7,6 ± 0,7	18,6 ± 1,1	0,7 ± 0,2	14,6 ± 1,7	22,4 ± 2,6	-	-	0,2 ± 0,1
Type 3	61,3 ± 2,7	22,7 ± 1,8	6,2 ± 1,7	8,8 ± 1,8	0,9 ± 0,3	2,4 ± 0,4	3,7 ± 0,5	52,5 ± 5,4	61 ± 6	0,3 ± 0,03
Type 4	51,5 ± 2,8	36,4 ± 1,7	5,9 ± 3,2	5,1 ± 1,2	0,9 ± 0,4	1,1 ± 0,1	1 ± 0,1	49,7 ± 6,4	52,9 ± 6,8	0,3 ± 0,02
Type 5	39,2 ± 2,9	44,2 ± 2,1	3 ± 0,4	6,3 ± 0,7	7 ± 1,6	0,6 ± 0,1	0,7 ± 0,1	36,1 ± 3,9	43,5 ± 2,9	0,6 ± 0,1
Type 6	30,9 ± 3,1	62,6 ± 3,8	1,1 ± 0,4	3,5 ± 0,6	1,8 ± 0,4	0,4 ± 0,1	0,7 ± 0,2	32,1 ± 5,5	23,9 ± 2,3	0,3 ± 0,05

* pour les assemblages dont le total des cellules courtes de Poaceae est supérieur à 5% Réalisation : A. Garnier

Tableau 7.2 : Principales caractéristiques des six types d'assemblages phytolithiques de la séquence HR2 isolés par l'ACP.

Type 1 : Les assemblages concentrés au sein de ce groupe sont largement dominés par les phytolithes de dicotylédones ligneuses qui constituent $73,8 \pm 1,3\%$ au détriment de ceux des Poaceae (GSCP) qui ne représentent que $4,4 \pm 0,9\%$. Les indices D/P ($12,8 \pm 2,1$) et FG ($25,8 \pm 4,3$) sont extrêmement élevés indiquant une végétation fermée. La proportion des "collapsed saddle GSCP" et des "globular echinate" sont respectivement de $5,7 \pm 1,2\%$ et de $15,3 \pm 2,2\%$. L'indice S/G qui atteint $0,6 \pm 0,1$, indique la présence d'espèces à affinités soudaniennes même si elles ne sont pas majoritaires au sein de la strate ligneuse. Ainsi, ces assemblages témoignent d'une végétation fermée de type *forêt galerie* ou d'une *forêt dense soudanienne*.

Type 2 : Ce groupe est presque identique à celui précédemment décrit. Même si ils sont encore majoritaires, les phytolithes de dicotylédones ligneuses sont cependant légèrement moins abondants ($68,5 \pm 0,8\%$) mais le taux de GSCP est similaire ($4,4 \pm 0,5\%$). Ainsi, les indices D/P ($14,6 \pm 1,7$) et FG ($22,4 \pm 2,6$) sont proches du type 1 et suggèrent une végétation très fermée. Les "globular echinate" et les "collapsed saddle GSCP" augmentent sensiblement puisqu'ils comptabilisent respectivement $18,6 \pm 1,1\%$ et $7,6 \pm 0,7\%$. En revanche, ce qui caractérise le mieux ce type d'assemblage est le taux élevé des "globular decorated" qui atteignent $61,6 \pm 1,6\%$ ainsi que la valeur très faible de l'indice S/G ($0,2 \pm 0,1$). Ils témoignent d'une végétation ligneuse constituée presque exclusivement d'espèces produisant en grande quantité des "globular decorated". C'est pourquoi ce type d'assemblages a aussi été interprété comme représentatif d'une *forêt galerie* ou d'une *forêt dense soudanienne* mais avec des espèces produisant en grande quantité des "globular decorated".

Type 3 : Il rassemble des assemblages où la strate ligneuse est toujours dominante ($61,3 \pm 2,7\%$) mais où les GSCP sont cependant nettement plus abondantes ($22,7 \pm 1,8\%$) que pour les types précédemment décrits. Les "globular echinate" ne représentent plus que $6,2 \pm 1,7\%$ alors que les phytolithes diagnostiques des Cyperaceae et les Commelinaceae ($0,9 \pm 0,3$) sont plus abondants que dans les assemblages des types 1 et 2. Les indices D/P ($2,4 \pm 0,4$) et FG ($3,7 \pm 0,5$) sont élevés indiquant une végétation relativement fermée. L'indice Iph est de $52 \pm 5\%$ suggérant une strate graminéenne où les deux sous familles (Chloridoideae et Panicoideae) sont respectivement bien représentées mais sans réelle prépondérance ($9 \pm 1,5\%$ vs $9,2 \pm 0,9\%$). Au regard de l'indice S/G qui indique une moyenne de 0,3 pour ces assemblages, la strate ligneuse est quant à elle dominée par les espèces produisant des "globular decorated". Ainsi, ce type d'assemblage peut être interprété selon la nature des sédiments comme représentatif d'une *forêt galerie soudanienne ouverte* ou alors d'une *forêt ouverte* pour les dépôts colluviaux et sableux.

Type 4 : Ce groupe rassemble des assemblages qui sont toujours dominés par les dicotylédones ligneuses qui atteignent $50,2 \pm 2,5\%$. Cependant, les GSCP augmentent sensiblement ($38,3 \pm 2,3\%$). Les "lobate GSCP" sont majoritaires au sein de cette classe avec $15,6 \pm 3,2\%$ alors que les "saddle GSCP" n'atteignent que $11,9 \pm 1,2\%$. Les "globular echinate" sont équivalents avec $5 \pm 0,9\%$. En revanche, on observe la même valeur pour les phytolithes produits par les Cyperaceae ($0,8 \pm 0,3\%$) alors que ceux des Commelinaceae, au contraire, diminuent ($0,3\%$). On remarque cependant une augmentation des scléréides puisque la valeur de l'indice S/G, est de $0,3 \pm 0,02$. Cela suggère que les ligneux sont principalement composés d'espèces produisant des "globular decorated". Ainsi, ces assemblages témoignent d'une *savane boisée*.

Type 5 : Ce groupe concentre des assemblages caractéristiques d'une abondance des GSCP qui atteignent en moyenne $47 \pm 2,5\%$ alors que les phytolithes de dicotylédones ligneuses sont désormais secondaires avec $39,2 \pm 2,9\%$. Les "collapsed saddle GSCP" diagnostiques du bambou *Oxytenanthera abyssinica* sont rares ($3 \pm 0,5\%$) au contraire de ceux caractéristiques des familles spécifiques qui atteignent $13,5 \pm 0,9\%$. En effet, alors que les "globular echinate" ($6,3 \pm 0,7\%$) et les phytolithes de Commelinaceae ($2,5 \pm 0,7\%$) enregistrent un taux moyen relativement stable par rapport aux autres assemblages, celui des

phytolithes caractéristiques des Cyperaceae est particulièrement élevé avec $4,5 \pm 0,9\%$. Ainsi, cette abondance des Cyperaceae associée à une valeur moyenne de l'Iph inférieure à 40% ($36 \pm 4\%$), semble indiquer la présence de mil domestiqué (*Pennisetum glaucum*) au sein de cette végétation. En outre, les valeurs moyennes des indices D/P et FG qui sont relativement faibles pour ces assemblages (atteignant respectivement $1 \pm 0,1$ et $1,6 \pm 0,1$) suggèrent une végétation ouverte. Enfin, l'indice S/G qui est de $0,6 \pm 0,1$ est proche de celui atteint par l'échantillon de parc arboré contemporain (0,5). Cela suggère que les ligneux sont principalement composés d'espèces produisant des "globular decorated" telles que *Daniellia oliveri*, espèce dominante au sein des parcs arborés soudaniens. Ainsi, ce type de formations végétales peut être interprété comme une *savane boisée anthropisée*.

Type 6 : Ce dernier groupe rassemble des assemblages marqués par les GSCP ($62,6 \pm 3,8\%$). Les dicotylédones ligneuses représentent $30,9 \pm 3,1\%$ et sont majoritairement constituées d'espèces produisant des "globular decorated". En effet, l'indice S/G atteint une moyenne faible de $0,3 \pm 0,1$. Enfin, les phytolithes caractéristiques des Bambusoideae ($1 \pm 0,4\%$) et des familles spécifiques ($5,4 \pm 0,6\%$) sont peu abondants. Les indices D/P et FG confirment le caractère ouvert de cette végétation avec des valeurs moyennes faibles ($0,4 \pm 0,1$ et $0,6 \pm 0,1$). Enfin, ces assemblages sont notamment différents de ceux décrits précédemment par le nombre important de "lobate GSCP" observés qui représentent $37,3 \pm 5,9\%$ du total des phytolithes. De plus, l'indice Iph ($32 \pm 5\%$) confirme la très bonne représentation des Panicoideae au sein de la végétation symbolisée par ces assemblages. Ainsi, ce type d'assemblages phytolithiques indique des *formations herbeuses de zones humides* pour les dépôts de mares. En revanche, pour les dépôts qui enregistrent des phytolithes d'origine extra-locale (interfluves), ce type d'assemblage suggère une *savane arborée anthropisée*.

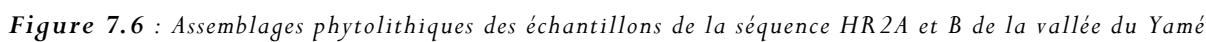
7.3.2. Description des assemblages phytolithiques de la séquence HR2 (3720-2400 cal BP ; 1800-400 cal. BC)

7.3.2.1. Les assemblages phytolithiques de l'unité HR2A (3720-3050 cal. BP ; 1770-1100 cal. BC)

La première unité de la seconde période de l'Holocène Récent (HR2A) est enregistrée à Ounjougou en rive droite, au site des Varves, et à Sampara. Pour l'ensemble de cette période 16 échantillons ont été prélevés dans trois environnements de dépôts : les dépôts fins et grossiers de la plaine d'inondation et un échantillon dans des dépôts de chenaux (Fig.7.6).

Ounjougou

La première unité de l'Holocène récent 2 (HR2A : 3720-3050 cal. BP) correspond aux archives sédimentaires du site des Varves Est. Des échantillons ont été prélevés dans des dépôts de basse terrasse et de très basse terrasse. Dans l'ensemble, les assemblages phytolithiques sont largement dominés par les phytolithes de dicotylédones ligneuses qui atteignent entre 66% et 76% et notamment les "globular decorated" qui représentent entre 53% et 65% de l'assemblage total. Les "collapsed saddle GSCP" (*Oxytenanthera abyssinica*) sont moins abondants (6-10%) alors que les "globular echinate" enregistrent des valeurs élevées par rapport aux périodes précédentes (12-21,5%). Les GSCP sont légèrement plus abondantes dans les échantillons sableux où ils représentent entre 3,6% et 6% de l'assemblage contre 2,5% et 3,6% pour les dépôts fins de basse terrasse. Ainsi, seul l'indice de caractérisation des ligneux (S/G) a pu être calculé pour ces échantillons. Les valeurs, allant de 0,4 à 0,1 sont extrêmement faibles, notamment pour les sédiments grossiers. Ils indiquent une végétation dominée par les ligneux produisant en grande



quantité des "globular decorated". Les phytolithes de Commelinaceae et de Cyperaceae ont été observés dans les assemblages en faibles quantités (<1%). Les phytolithes carbonisés oscillent entre 11% et 27%. Au regard des résultats de l'ACP, les deux échantillons plus anciens sont assimilés au type 1 qui correspond à une forêt galerie dense soudanienne alors que les autres échantillons, pour lesquels les scléréides sont rares, correspondent au type 2.

Sampara

Les échantillons datés de la période HR2A ont été prélevés dans des dépôts de basse terrasse correspondant à la végétation de fond de vallée. Les assemblages sont légèrement dominés par les phytolithes de dicotylédones ligneuses qui atteignent 46% et 44%. Les "globular decorated" y sont majoritaires avec 34% et 30%. En revanche, au contraire des échantillons d'Ounjougou, les GSCP enregistrent des valeurs importantes (30% et 40%). Les "lobate GSCP" y sont dominants atteignant 15% dans les deux assemblages. Le morphotype "collapsed saddle GSCP" est mieux représentée dans l'assemblage situé à la base de la séquence (12% contre 7,5%). Cependant, le morphotype "Scooped bilobate GSCP", caractéristique des Ehrhartoideae a été identifié dans les deux assemblages. On observe une légère différence entre ces deux assemblages, le plus récent indiquant une végétation de fond de vallée plus ouverte avec des Poaceae plus abondants. En effet, les indices de couverture arborée diminuent au cours de la période passant de 1 à 0,8 pour le D/P et de 2,3 à 1,4 pour le FG. Cela est aussi significatif au sein de l'ACP puisque l'échantillon le plus ancien est situé au sein du type 3, qui correspond pour ce type de dépôt à une forêt alors que le plus récent indique une végétation plus ouverte de type savane boisée. Enfin, l'indice de caractérisation des ligneux (S/G) passe de 0,5 à 0,3, indiquant une végétation arborée largement marquée par des espèces produisant des "globular decorated". L'Iph est semblable pour les deux échantillons (35% et 37%) témoignent d'une strate graminéenne dominée par les Panicoideae. Le Fs est de 26% et 32% soulignant un stress hydrique faible. Enfin, les spicules d'éponges sont abondantes dans ces assemblages (75% et 92%).

7.3.2.2. Les assemblages phytolithiques de l'unité HR2B (3050-2900 cal. BP ; 1100-900 cal. BC)

Pour l'unité HR2B, les assemblages phytolithiques contenus dans les archives sédimentaires des tronçons d'Ounjougou, de Doucombo, de Goundaka, de Bandiougou et de Fiko ont été analysés. Au total, le contenu phytolithique de onze échantillons a fait l'objet d'une analyse pour cette période (Fig.7.6).

Ounjougou

À seulement quelques mètres du site des Varves Est, le site des Varves Ouest concerne des archives sédimentaires datant de l'unité HR2B (3050-2900 cal. BP ; 1100-900 cal. BC). Les quatre assemblages sont assez proches de ceux de la période précédente même si l'on observe quelques différences. Les dicotylédones ligneuses représentent 68% et 76% de l'assemblage total. Les scléréides comptabilisent néanmoins des valeurs plus importantes (21-37,5%) alors que les "globular decorated" diminuent sensiblement (38,4%-50,5%). D'ailleurs, les valeurs de l'indice S/G sont plus élevées (entre 1 et 0,5) que pour les échantillons de HR2A. L'assemblage le plus ancien (PH 356) contient plus de scléréides et enregistre une valeur du S/G supérieure à la limite seuil de 0,8 avec 1. Cet assemblage suggère une bonne représentation d'espèces à affinités soudanienne. En revanche, les autres assemblages indiquent clairement une végétation de type sahélo-soudanienne. Enfin, les phytolithes "collapsed saddle GSCP" diminuent aussi sensiblement et comptabilisent des taux situés entre 2,7% et 5,3%. Les autres GSCP enregistrent encore une fois des valeurs mineures. On observe que les GSCP sont légèrement plus abondants dans les dépôts

sableux de plaine d'inondation (4,3% et 8,7%) que dans les dépôts fins (2,6% et 3,7%), indiquant un apport des phytolithes des savanes environnantes dans les dépôts grossiers. Les "globular echinate" sont encore bien représentés dans les assemblages puisqu'ils conservent plus ou moins les mêmes valeurs que pour la période précédente, atteignant entre 10% et 25%. Les phytolithes de Cyperaceae et de Commelinaceae ont été rarement et en faible quantité observés. En raison de la pauvreté des GSCP dans les assemblages, la plupart des indices n'ont pu être calculés. En revanche, le nombre suffisant de GSCP pour le dernier échantillon a permis le calcul de ces indices. La valeur du D/P est assez élevée (5,4), de même que l'indice FG (10,4). L'Iph est de 50%, suggérant une strate graminéenne de type sahélo-soudanienne. Enfin, la valeur de l'Indice Fs est très élevée (81%) et témoigne d'une végétation soumise à un stress hydrologique. Les phytolithes carbonisés atteignent 18 à 23% des assemblages. Selon l'ACP, l'ensemble de ces assemblages correspondent à une végétation de type forêt galerie dense soudanienne (type 1).

Doucombo

À Doucombo, l'étude géomorphologique des enregistrements sédimentaires de la période HR2B indique un large chenal divaguant associé à des mares permanentes dans la plaine d'inondation. Trois environnements de dépôts ont été prélevés : des dépôts grossiers de chenaux et de plaine d'inondation ainsi que des dépôts fins de mares (Fig.7.6). Ainsi, la signature phytolithique contenue dans ces échantillons peut être attribuée à différentes échelles de végétation : locale et extra-locale.

Pour l'échantillon de mares, l'assemblage phytolithique est dominé par les GSCP qui atteignent 52%. Les "lobate GSCP" sont les mieux représentés (27%) alors que les "saddle GSCP" atteignent seulement 13%. Au sein des dicotylédones ligneuses, les "globular decorated" (26%) sont plus abondants que les scléréides (11%). Ainsi, l'indice S/G est de 0,4. Les "globular echinate" enregistrent un taux de seulement 6% alors que les Cyperaceae, relativement abondantes, atteignent plus de 2% de l'assemblage total. Les valeurs faibles de l'indice D/P et FG (0,5 et 0,9) témoignent d'une végétation ouverte. L'indice Iph est faible, en raison de la forte proportion des "lobate GSCP" (33%) de même que le Fs qui est de seulement 20%. Le traitement statistique issu de l'ACP indique que cet assemblage correspond à des formations herbeuses de zones humides.

Pour les dépôts grossiers, les deux assemblages phytolithiques sont similaires et sont significatifs d'une végétation de savane boisée/arborée (type 4). Ils indiquent une nette prépondérance des phytolithes "globular decorated" qui atteignent plus de 40%. Ainsi, les valeurs de l'indice S/G sont extrêmement faibles (0,2 et 0,3). Les GSCP enregistrent 36% pour les deux échantillons mais sans réelle dominance d'un morphotype. Enfin, on remarque que les phytolithes de Cyperaceae et de Commelinaceae ont été identifiés dans les dépôts de très basse terrasse alors que les dépôts de chenaux enregistrent en faible quantité les Commelinaceae et les Podostemaceae. Les valeurs de l'indice D/P sont assez élevées (1,1 et 1,2) de même que celles de l'indice FG qui atteignent 1,7 pour les deux assemblages. Ces résultats suggèrent une végétation fermée sur les interfluvies environnants. Les valeurs de l'indice Iph est de 47% pour les deux échantillons. Celles du Fs sont de 58% et 61%.

Goundaka

Pour la période HR2B, deux échantillons ont été prélevés à Goundaka, dans deux unités sédimentaires différentes caractérisées par des dépôts fins et grossiers de plaine alluviale. La composition phytolithique de ces deux assemblages est différente. Pour les dépôts de basse terrasse, les dicotylédones ligneuses enregistrent un taux assez élevé de 50%. Elles sont représentées majoritairement par les phytolithes "globular decorated" (36%). Les GSCP totalisent 32% et sont dominées par les "saddle GSCP"

caractéristiques des Chloridoideae (16%). Cependant, la caractéristique principale de cet assemblage est la bonne représentation des "collapsed saddle GSCP" qui atteignent 14,5%. Pour l'échantillon sableux, les phytolithes de Bambusoideae atteignent seulement 3% et laisse place à ceux des dicotylédones ligneuses qui enregistrent une valeur de 67%. Les "globular decorated" sont notamment abondants avec 50%. Les GSCP sont faiblement représentés, ne comptabilisant que 23%. Les phytolithes des familles spécifiques enregistrent des taux quasiment semblables pour ces deux assemblages. On remarque cependant que les Cyperaceae sont particulièrement abondants dans les dépôts de la très basse terrasse avec 2,5%.

Ainsi, les indices indiquent des valeurs différentes pour ces deux assemblages. Les valeurs des indices D/P et FG sont plus élevées pour l'assemblage de la très basse terrasse avec 2,2 et 3,2 contre 1,1 et 2 pour celui de la basse terrasse. En revanche, l'indice de caractérisation des ligneux est semblable pour les deux échantillons (0,3) indiquant que les mêmes espèces ligneuses poussent à la fois dans le fond de vallée et sur les interfluves. L'indice Iph est quant à lui plus élevé pour l'assemblage de la basse terrasse (67%) que celui des interfluves (37%). Celles du Fs indiquent 73% et 60% et suggèrent un stress hydrologique notable. L'ACP suggère que les phytolithes contenus dans les dépôts de basse terrasse indiquent une savane boisée de bas fond alors que les sédiments grossiers témoignent d'une forêt sur les interfluves environnants.

Bandiougou

Cet assemblage est caractéristique de dépôts fins de plaine d'inondation associés au cours d'eau qui alimentent le lac. Les phytolithes de dicotylédones ligneuses enregistrent 66% et les GSCP 24%. Ces dernières sont diversifiées puisque l'ensemble des sous-familles diagnostiques ont été identifiées dans cet assemblage et notamment celle caractéristique d'*Oxytenanthera abyssinica* qui atteint 5%. Les "scooped bilobate GSCP" (Ehrhartoideae) ont aussi été observées mais en faible quantité (<1%). L'indice D/P est élevé (2,2) ainsi que l'indice FG (3,1) indiquant une forêt galerie relativement dense et fermée. Cependant l'indice de caractérisation des ligneux (S/G) est faible (0,3). Il suggère que les dicotylédones ligneuses dans le fond de vallée sont à affinité sahélo-soudanienne. L'Iph est de 38% et le Fs de 67%. Sur l'ACP, cet assemblage correspond à une végétation de type forêt ouverte (type 3).

7.3.2.3. Les assemblages phytolithiques de l'unité HR2C (2900-2400 cal. BP ; 900-400 cal. BC)

Dix neuf échantillons ont été prélevés dans les archives sédimentaires datées de la période HR2C (2900-2400 cal. BP ; cal. BC) pour l'ensemble des tronçons de la vallée du Yamé (Fig.7.7).

Doucombo

Pour cette période, trois échantillons correspondants à deux unités sédimentaires distinctes ont été prélevés à Doucombo : deux dans des sédiments argileux de mares et un dans des dépôts grossiers de chenaux. On observe peu de différences entre ces trois assemblages. Ils sont tous dominés par les GSCP. Cependant le taux de celles-ci est plus élevé pour les dépôts de mares (63% pour les deux échantillons) que dans les sédiments grossiers (58%). Les "lobate" (Panicoideae) sont notamment les mieux représentées avec 22% pour les sédiments grossiers et 26% et 31% pour les dépôts fins de mares. Au contraire, les phytolithes de dicotylédones ligneuses sont légèrement plus abondants dans les dépôts de chenaux avec 35% contre 31% pour les échantillons de mares. Le taux des phytolithes diagnostiques des familles spécifiques est relativement faible. La valeur de l'indice D/P est identique pour les trois échantillons (0,4). En revanche, l'indice FG indique des différences selon le faciès sédimentaire du dépôt analysé. Ainsi, les

échantillons de mares enregistrent chacun une valeur de 0,5 et celui correspondant à des sables grossiers 0,7. Malgré tout, ces valeurs indiquent une végétation ouverte pour les deux environnements de dépôts. L'indice S/G indique lui aussi des disparités dans la composition de la végétation selon les unités sédimentaires puisque les valeurs de cet indice sont plus faibles pour les dépôts de mares (0,3) que dans les dépôts de chenaux (0,6). Dans le fond de vallée, au bord des mares les espèces produisant majoritairement des "globular decorated" sont largement dominantes. Enfin, l'indice Iph enregistre des valeurs légèrement plus faibles dans ces dépôts de fond de vallée (38% et 42%) que dans les dépôts significatifs de la végétation des interfluves (47%). L'indice Fs indique aussi une légère différence entre les assemblages avec des valeurs plus élevées pour les dépôts de mares (26% et 34% contre 24%). Ainsi, ils sont tous les trois assimilés au type 6 sur l'ACP mais il est possible de distinguer deux types de végétation selon la nature sédimentologique des dépôts. Ainsi, les assemblages issus des dépôts de mares témoignent d'une végétation herbeuse de zones humides alors que celui des dépôts de chenaux suggère une savane arborée et arbustive anthropisée sur les interfluves environnants.

Goundaka

Un échantillon correspondant au début du 1^{er} millénaire avant notre ère a été prélevé à Goundaka dans des dépôts de mares. L'assemblage phytolithique indique un milieu très ouvert dominé par les phytolithes "lobate", représentatifs des Panicoideae (61%). On observe aussi la présence en faibles quantités (<1%) des phytolithes d'Ehrhartoideae ("scooped bilobate"), caractéristiques des milieux humides. Ces résultats indiquent un milieu très ouvert où seules les espèces adaptées aux conditions humides peuvent proliférer. Les indices D/P et FG sont aussi révélateurs d'un milieu très ouvert avec des valeurs très faibles (0,1). Il en est de même pour l'Iph qui indique 12% et témoigne donc de l'abondance des Panicoideae dans cet environnement. Le Fs est de 20%. Cet assemblage est aussi caractéristique du type 6 sur l'ACP indiquant une végétation herbeuse de zones humides (type 6).

Ounjougou

Six échantillons ont été prélevés dans les archives sédimentaires de la coupe du Rônier datées de la dernière phase de l'Holocène Récent 2 (2900-2400 cal. BP). Les assemblages phytolithiques divergent de ceux des périodes précédentes. Les phytolithes de dicotylédones ligneuses sont nettement moins abondants puisqu'ils ne représentent plus que 30% à 48% des assemblages. On observe le même constat pour les "collapsed saddle GSCP", qui ne constituent plus que 2% à 5%. En revanche, les autres GSCP sont majoritaires (40-53%). Elles sont assez diversifiées même si les "lobate" (Panicoideae) dominent légèrement les "saddle" (Chloridoideae) comme le témoigne l'indice Iph dont les valeurs sont pour les quatre échantillons sont inférieures à 40%. Aucune distinction dans la composition phytolithique n'est observée entre les faciès sédimentaires mis à part pour les "globular echinate" qui sont légèrement plus nombreux dans les sédiments fins (7,1% ; 7,5% ; 8,8%) que dans les dépôts sableux (5,3% ; 7,2% ; 7,4%). On observe le contraire concernant les phytolithes de Cyperaceae, ils sont mieux représentés dans les échantillons caractéristiques de la végétation extra-locale (5,3% ; 7,2% et 7,4%) que dans les sédiments issus du fond de vallée (1,6% ; 1,9% et 4,6%). On remarque que ces derniers sont particulièrement abondants dans ces échantillons. Ceux caractéristiques des Commelinaceae enregistrent des taux de 0 à 4,6% alors que les Podostemaceae sont assez rares. Enfin, un autre fait significateur observé pour ces échantillons est la chute des taux de phytolithes carbonisés qui ne comptabilisent plus que 3% à 7%. En résultat de l'augmentation des Poaceae, la valeur du D/P a diminué, située entre 0,5 et 1,2. En revanche, l'indice FG varie de 0,7 à 1,4 sans signature particulière selon les faciès sédimentaires. Il en est de même pour l'indice de caractérisation des ligneux (S/G) qui, mis à part un échantillon de basse terrasse qui atteint

1,4, oscille pour les autres entre 0,3 et 0,6. Enfin, les valeurs de l'Iph vont de 32% à 52% et pour l'indice Fs entre 44% et 70%. Tous ces assemblages sont regroupés au sein du type 5 qui témoigne d'une savane boisée/arborée anthropisée.

Sampara

Les assemblages des deux échantillons prélevés dans des dépôts de basse terrasse sont presque identiques. Ils sont largement dominés par les phytolithes de dicotylédones ligneuses (62% et 65%) et notamment par les "globular decorated" qui atteignent 51% pour les deux échantillons. Ainsi, l'indice S/G enregistre des valeurs très faibles (0,2 et 0,3) suggérant une végétation de fond de vallée de type sahélo-soudanienne. Les GSCP constituent seulement 16% et 21% de l'assemblage total et sont dominées par les "saddle" qui enregistrent 12% pour chacun des échantillons. Les "collapsed saddle" ont aussi été observés en faible quantité (1,5%) de même que ceux des Ehrhartoideae (<1%). En revanche, on remarque que les "globular echinate" (Arecaceae) sont assez abondants dans ces assemblages puisqu'ils atteignent 14% et 17%. Ainsi, les indices D/P et FG sont assez importants (3,1 et 2,4 pour le D/P et 5,6 et 3,6 pour le FG). En revanche, l'indice Iph qui enregistre des valeurs élevées (78% et 73%) suggère une strate graminéenne de type sahélienne, dominée par les Chloridoideae. Ainsi, ces assemblages correspondent au type 3 sur l'ACP, à savoir une forêt ouverte. L'indice Fs souligne un stress hydrique (80% et 68%). Enfin, on observe que les spicules d'éponges sont particulièrement abondantes dans ces échantillons.

Bandiougou

Cet assemblage correspondant à des dépôts fins argileux est dominé par les dicotylédones ligneuses qui représentent 75% alors que les cellules courtes de Poaceae atteignent seulement 12%. Les "globular decorated" sont majoritaires avec 61%. Ainsi, comme pour les échantillons de Sampara décrits précédemment, l'indice S/G est extrêmement faible (0,2). Les "collapsed saddle" produits par *Oxytenanthera abyssinica* enregistrent un taux de 6%. Les valeurs des indices D/P et FG sont assez élevées (D/P = 5,2 et FG = 7,4) indiquant une végétation très dense constitué d'espèces sahélo-soudanienne. L'Iph est de 54% et le Fs de 84% suggérant un stress hydrique notable. Il est, comme les échantillons de Sampara, assimilé au type 3 qui indique une forêt ouverte.

Baima

On observe une distinction dans l'enregistrement phytolithique des deux environnements de dépôts. Les deux assemblages des dépôts de plaine d'inondation sont assez proches avec des valeurs quasiment équivalentes pour les phytolithes de dicotylédones ligneuses (45% et 50%) et les GSCP (38 et 46%). On peut cependant noter une meilleure représentation des "globular decorated" (33 et 35%) et des "lobate GSCP" (27% et 23%) dans les assemblages. Les morphotypes "collapsed saddle" (*Oxytenanthera abyssinica*) atteignent 2%. Les phytolithes de familles spécifiques sont mieux représentés dans les sédiments plus récents (10% contre 6%). En revanche, les dépôts de mares de cette période sont caractérisés par un taux important de "lobate GSCP" associées aux Panicoideae qui atteignent 41%. Les phytolithes des dicotylédones ligneuses sont moins abondants (34%) que dans les dépôts de basse terrasse. Comme pour les assemblages phytolithiques de mares contemporaines, le signal phytolithique des Panicoideae peut-être rapporté aux espèces typiques des zones humides qui sont majoritairement des Panicoideae. En revanche, les morphotypes caractéristiques des Cyperaceae ne semblent pas vraiment significatifs de ces environnements (1%). L'indice D/P témoigne d'un milieu nettement plus ouvert pour la végétation rivulaire des mares puisqu'il atteint seulement 0,4 contre 0,8 et 0,9 pour les sédiments de basse terrasse.

De même, les valeurs de l'indice FG qui sont nettement plus élevées pour les dépôts de basse terrasse (1,1 et 1,5 contre 0,6). Ainsi, dans le fond de vallée à Baïma, la végétation est plus fermée au sein de la plaine alluviale (forêt galerie) qu'au bord des mares. L'indice S/G indique cependant une forêt galerie de type sahélo-soudanienne avec des valeurs situées entre 0,3 et 0,5. Les valeurs de l'indice Iph oscillent entre 18% et 26% indiquant des milieux dominés par les Panicoideae. L'indice Fs est plus faible pour les dépôts de mares (20%) que pour ceux de la plaine alluviale (37% et 54%). Ainsi, l'ACP suggère une végétation de type savane boisée (type 4) pour l'échantillon de basse terrasse le plus ancien alors que le plus récent est assimilé au type 5, à savoir une savane boisée/arborée anthropisée. En revanche, l'assemblage issu des dépôts de mares est localisé au sein du type 6 qui suggère une végétation herbeuse de zones humides.

Samoloye

À la base du remplissage sédimentaire du transect de Samoloye, des sables grossiers ont été attribués à l'unité HR2C. Ces deux assemblages sont dominés par les dicotylédones ligneuses qui enregistrent 56% et 52%. Les GSCP atteignent des valeurs plus faibles (30% et 25%). Les "lobate GSCP" (Panicoideae) y sont légèrement dominantes avec 15,5% et 9,5%. On remarque aussi une assez bonne représentation des "collapsed saddle" (*Oxytenanthera abyssinica*) qui atteignent 9% et 17% témoignant de la présence de cette espèce en marge de la forêt galerie. L'indice D/P est de 1,4 et 1,6 et l'indice FG est de 2,3 et 2,9 indiquant une végétation relativement dense. Les valeurs faibles de l'indice S/G (0,3) soulignent que celle-ci est composée principalement d'espèces produisant des "globular decorated". Les valeurs des indices Iph et Fs sont respectivement de 36% et 51% et de 34% et 56%. Ainsi, ces deux assemblages sont regroupés au sein du type 3, indiquant une forêt sur les interfluvies environnants.

Fiko

La composition phytolithique des sédiments colluviaux de la période HR2C est dominée par les phytolithes "globular decorated" qui atteignent 56%. En revanche, les scléréides sont peu abondants avec seulement 5%. Ainsi, l'indice S/G atteint à peine 0,1. Les GSCP enregistrent 23% avec une majorité de "saddle GSCP" (13%). Enfin, les "globular echinate" (Arecaceae) représentent 16% alors que pour le reste des familles spécifiques, seuls les phytolithes de Cyperaceae ont été identifiés en très faibles quantités (0,3%). En association avec les résultats de l'assemblage, les valeurs sont élevées concernant les indices D/P (2,5) et FG (3,5). Elles indiquent une végétation fermée sur les interfluvies de type forêt comme le témoigne l'ACP. L'Iph qui est de 69% souligne la caractéristique sahélo-soudanienne de la strate graminéenne. L'indice Fs atteint 54%.

7.3.3. Interprétation taphonomique et paléoenvironnementale des assemblages de la séquence de l'Holocène Récent 2 (4000-2400 cal. BP ; 2050-400 cal. BC)

Les assemblages phytolithiques de la période HR2 indiquent un changement dans la composition de la végétation par rapport à la période précédente, marqué notamment par une disparition des espèces soudano-guinéennes au travers de l'affaiblissement des phytolithes caractéristiques de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* et des scléréides dans les enregistrements. De plus, les archives sédimentaires datées de cette période ont été identifiées pour tous les tronçons de la vallée du Yamé ce qui nous permet de pouvoir reconstruire les paysages à l'échelle du bassin versant.

Les assemblages phytolithiques datés de la séquence **HR2A** (3720-3050 cal. BP ; 1770-1100 cal. BC) proviennent des dépôts de deux tronçons situés de part et d'autre du bassin versant ; à savoir Ounjougou, localisé à l'amont sur le plateau gréseux et Sampara, qui se trouve à l'aval dans le Delta intérieur du Niger. Les six échantillons prélevés dans des dépôts de très basse terrasse et basse terrasse au site des Varves Est à Ounjougou correspondent à deux types de végétation (Fig.7.6). Les deux échantillons les plus anciens, prélevés à la base de la coupe, correspondent à une formation de forêt galerie soudanienne de type 1 alors que les quatre échantillons plus récents témoignent d'une forêt galerie de type 2. Ainsi, on observe un changement, non pas au niveau de la densité du couvert végétal qui reste très fermée pour l'ensemble des assemblages mais au niveau de la composition de la strate ligneuse. En effet, pour les assemblages les plus anciens, les scléréides sont encore relativement bien représentées alors que pour les quatre assemblages les plus récents, les "globular decorated" dominent largement. Ainsi, l'indice S/G est de 0,4 pour les deux premiers contre 0,1-0,2 pour les plus récents. Ainsi, ce changement de la végétation peut être dû à une dégradation de la strate ligneuse avec une disparition des espèces soudano-guinéennes au profit des espèces sahélo-soudanienues. En effet, l'analyse des échantillons modernes a indiqué que les Combretaceae produisaient presque exclusivement des "globular decorated" (chapitre 6). Ainsi, le développement de la végétation ligneuse et la prolifération d'espèces produisant presque exclusivement des "globular decorated" peut être le résultat d'un abandon des terres par les populations. Cela est accentué par la baisse soudaine des phytolithes carbonisés au sein des assemblages qui passent de 22% à 12% pour les échantillons suivants (Fig.7.6). On remarque cependant que l'échantillon le plus récent (PH 365) enregistre de nouveau un taux élevé de phytolithes carbonisés (26%) témoignant d'une reprise accrue de la pratique des feux. Ainsi, à Ounjougou, alors que les assemblages de la période HR1B suggéraient une anthropisation des milieux avec le développement de la culture du mil sur les interfluvies, ceux de HR2A témoignent d'un abandon de ces terres de la part des populations et à une reconquête de ces espaces par la végétation ligneuse et notamment par des espèces soudano-sahéliennes. En revanche, à Sampara, les assemblages issus des dépôts de basse terrasse indiquent une végétation différente de celle du secteur d'Ounjougou. La végétation du fond de vallée est caractérisée premièrement par une forêt qui semble s'ouvrir au cours de cette période puisque l'échantillon le plus récent témoigne d'une savane boisée où les GSCP sont plus abondantes. De même, la présence dans ces assemblages de phytolithes diagnostiques d'espèces typiques de zones humides indique une hydromorphie des sols et le développement d'une végétation graminéenne et ligneuse associée à ces milieux humides.

Onze échantillons associés à la période **HR2B** (3050-2900 cal. BP ; 1100-900 cal. BC) ont été prélevés dans les archives sédimentaires de différents secteurs de la vallée du Yamé. Ils sont partagés entre trois types de formations végétales. Les quatre assemblages issus des dépôts de basse terrasse, de très basse terrasse et de chenaux du site des Varves Ouest à Ounjougou correspondent au même type de végétation, à savoir une forêt galerie soudanienne (type 1). Ainsi, que ce soit sur les interfluvies ou dans le fond de vallée, la végétation est similaire avec une part des phytolithes de dicotylédones ligneuses et des Arecaceae importante. Par rapport à la période précédente, on observe un changement dans la composition de la strate ligneuse avec l'affaiblissement des espèces produisant exclusivement des "globular decorated". En effet, les scléréides sont plus abondantes dans les échantillons de HR2B. Enfin, on remarque que l'augmentation des phytolithes carbonisés, amorcée dès la fin de HR2A, est ici affirmée. Ils atteignent pour ces quatre échantillons entre 18% et 22%. Ainsi, l'abondance de ces phytolithes carbonisés témoigne ici de nouveau de l'action des hommes sur les paysages par la pratique des feux. On peut supposer ici que les feux aient favorisé le développement d'espèces pyrophiles au sein de la forêt telles que les Arecaceae (Giffard, 1967) puisque les "globular echinate" enregistrent entre 10% et 25%. À Doucombo, les assemblages indiquent une végétation différente de celle d'Ounjougou. En effet, l'assemblage issu des dépôts de mares témoigne d'une végétation herbeuse typique de zones humides largement dominée par les Panicoideae. En

revanche, pour les échantillons représentatifs de la végétation des interfluves, les assemblages indiquent une savane boisée où les GSCP sont assez abondantes (36%) et diversifiées puisque les "lobate" et les "saddle" enregistrent des taux similaires (12% et 14%). Par rapport aux échantillons d'Ounjougou on observe notamment une différence dans la composition de la végétation avec un taux faible pour les "globular echinate" (4-7%) mais aussi concernant les phytolithes carbonisés qui n'atteignent que 7%. L'assemblage issu des dépôts de basse terrasse de Goundaka est associé à ce même type de végétation. En revanche, les assemblages de HR2B prélevés dans les dépôts de basse terrasse de Bandiougou et dans les dépôts de très basse terrasse de Goundaka et Fiko sont associés à une végétation de type forêt et indique une végétation plus fermée. Ainsi, pour cette période, à Ounjougou, même si certaines espèces pyrophiles semblent être favorisées par l'action de l'homme au travers de la pratique du feu, les conditions locales permettent pourtant à une végétation ligneuse très dense de se développer. En effet, par rapport au reste de la vallée, celle-ci est plus fermée. Les assemblages caractéristiques du fond de vallée et des interfluves indiquent pour les tronçons de Doucombo, Fiko, Bandiougou et Baïma une végétation plus ouverte de type forêt claire ou savane boisée. Il semble que le grès, et notamment ses aquifères qui permettent une alimentation en eau permanente, favorise le développement des espèces soudaniennes qui tendent à disparaître au sein du bassin versant au profit d'espèces sahélo-soudaniennes. Ainsi, ce secteur de la vallée du Yamé représente une zone refuge à cette période.

La période **HR2C** (2900-2400 cal. BP ; 900-400 cal. BC) est enregistrée dans l'ensemble des archives sédimentaires de la vallée du Yamé. Le contenu phytolithique de dix-neuf échantillons a été analysé pour tous les tronçons étudiés et correspond à quatre types de formations végétales (Fig.7.7).

Premièrement, on observe que tous les assemblages issus des dépôts de mares de Doucombo, Goundaka et Baïma sont associés au type 6, représentatif d'une végétation typique des zones humides, à savoir des formations herbeuses à Panicoideae. Seul un assemblage prélevé dans les dépôts argileux de Bandiougou datés de HR2C est caractéristique de la forêt. En effet, cet assemblage est dominé par les "globular decorated" (61%) qui semblent ici indiquer une végétation de zones humides de type arbustive. On remarque que les échantillons de basse terrasse de Sampara sont caractéristiques du même type de formation végétale. Ainsi, pour cette période, la forêt galerie à Sampara où à Bandiougou est dominée par des arbres relativement hygrophiles alors que les habitats de zones humides du reste de la vallée sont eux caractérisés par une strate graminéenne.

À Ounjougou, on observe aucune distinction entre les assemblages issus des dépôts de basse terrasse et de très basse terrasse qui sont tous associés à une savane arborée anthropisée. En effet, même si les phytolithes de dicotylédones ligneuses sont encore relativement bien représentés dans ces assemblages (30-47%), les GSCP sont majoritaires (42-56%). En revanche, ce qui distingue ces assemblages est un taux élevé des "lobate GSCP" (Panicoideae) qui enregistrent entre 13% et 18% ainsi que des phytolithes de Cyperaceae (2-7%) et de Commelinaceae (0-5%). De même, l'indice Iph est inférieur à 40% pour la plupart des échantillons. Ainsi, la composition de ces assemblages et l'indice Iph suggèrent, comme pour la période HR1B, la présence de champs avec la culture du mil sur les interfluves. L'assemblage contenu dans les dépôts de basse terrasse les plus récents de Baïma (PH 219) est aussi caractéristiques du même type de végétation anthropisée. On remarque que l'assemblage issu des dépôts de chenaux de Doucombo suggère lui aussi le développement de la culture du mil sur les interfluves. Cependant, la strate ligneuse est moins importante, c'est pourquoi il a été défini comme représentatif d'une savane arbustive anthropisée. Enfin, si ces assemblages témoignent de la culture du mil pour ces tronçons, le faible pourcentage de phytolithes carbonisés indique que les feux sont moins intenses que pour les périodes précédentes. Pour les autres tronçons de la vallée du Yamé, la végétation est différente. Alors que les assemblages de Fiko, de Samoloye

et de Sampara témoignent d'une forêt, le plus ancien de Baïma suggèrent une végétation de type savane boisée.

La possibilité de reconstruire la végétation pour tous les tronçons de la vallée du Yamé est un atout majeur dans la compréhension des dynamiques paysagères au cours de cette période. Ainsi, à l'amont et dans la moyenne vallée du Yamé (Doucombo), les paysages sont marqués par l'impact des hommes au travers de la culture du mil et non plus par la pratique des feux de brousse comme pour les périodes précédentes. La présence du mil domestiqué (*Pennisetum glaucum*) dans les enregistrements est notamment suggérée par une abondance, à la fois des phytolithes "lobate" caractéristiques des Panicoideae et de ceux diagnostiques des Cyperaceae et des Commelinaceae, herbes adventices. En revanche, pour le reste de la vallée, la végétation est plus fermée avec une savane boisée à Baïma et une forêt à Fiko, Samoloye et Sampara. Aucune trace de l'impact humain sur les paysages n'est relevée dans les assemblages que ce soit concernant la pratique de l'agriculture ou des feux. En revanche, les deux assemblages de Baïma indiquent un changement à la fin de cette période puisque le plus ancien est révélateur d'une savane boisée et le plus récent d'une savane arborée anthropisée. Ils suggèrent une diffusion de la pratique de l'agriculture de l'amont vers l'aval de la vallée.

7.4. L'Holocène terminal (post 2400 cal. BP ; post 400 cal.BC)

7.4.1. Typologie des formations végétales caractérisées à partir des assemblages phytolithiques

Les archives sédimentaires datées de la période de l'Holocène terminal ont été identifiées pour tous les tronçons de la vallée du Yamé. Ainsi, au total, le contenu phytolithique de 41 échantillons a été analysé pour cette période (Fig.7.8 ; 7.9 ; 7.10).

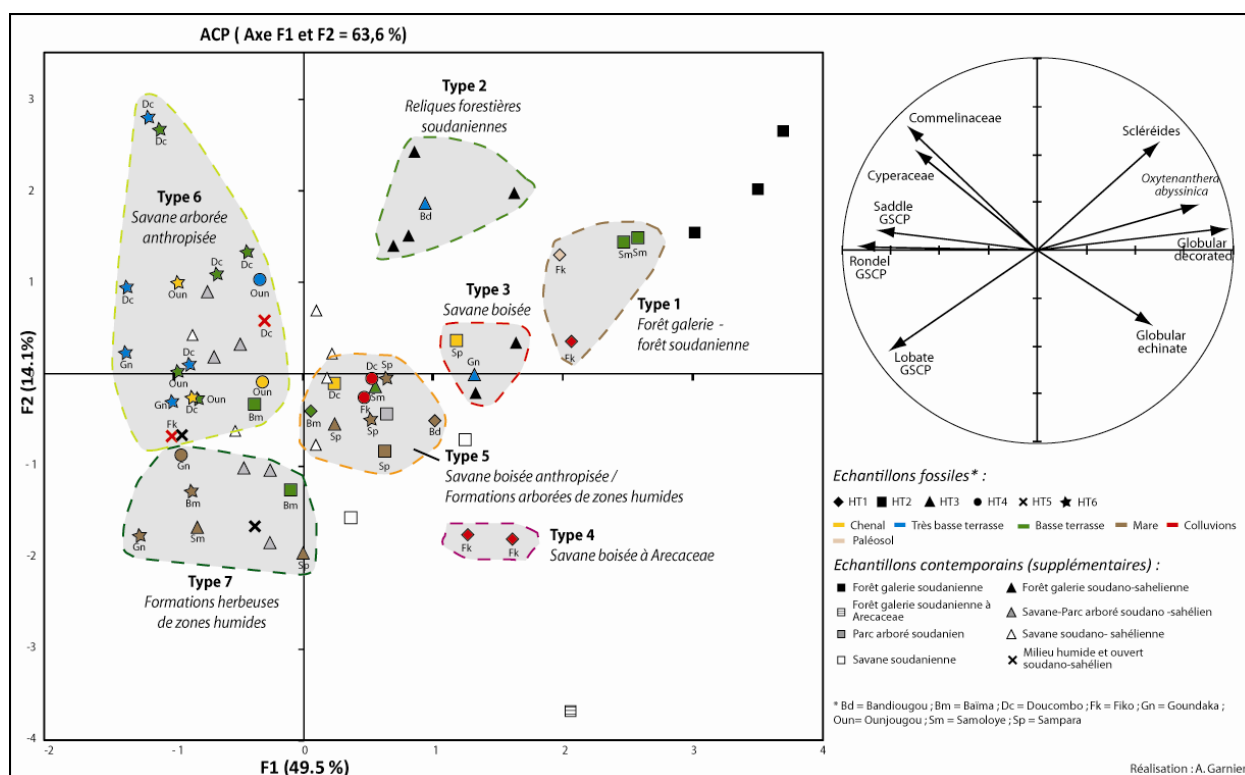


Figure 7.8 : ACP réalisée à partir des quarante et un échantillons de la période Holocène Terminal de la vallée du Yamé

À partir de cet ACP, sept groupes peuvent être isolés (Fig.7.8). Pour chacun de ces types, la moyenne et l'écart type à la moyenne des différentes classes de végétation et des indices ont été calculés (Tab.7.3).

Type d'assemblage	Principales classes de végétation (%)					Indices				
	Dicotylédones ligneuses (Sclérides + Globular decorated)	Poaceae (GSCP)	Oxytenanthera (Collapsed saddle)	Arecaeae (Globular echinate)	Commelinaceae et Cyperaceae	D/P*	FG	lph* (%)	Fs* (%)	S/G
Type 1	74 ± 2,1	15,8 ± 0,9	3,6 ± 1	5,2 ± 0,9	1,4 ± 0,9	3,7 ± 0,4	5,3 ± 0,4	61,9 ± 5,8	70 ± 2	0,3 ± 0,1
Type 2	48,6	42,5	1,9	5,4	1,5	0,4	1,3	59	78	1,5
Type 3	49,1 ± 1	35,2 ± 4,6	2,5 ± 0,4	11,2 ± 3,2	2 ± 0,7	1 ± 0,2	1,8 ± 0,3	46 ± 4	64 ± 9,4	0,3 ± 0,03
Type 4	46,8 ± 3,2	31,7 ± 3,5	0,8 ± 0,8	20 ± 0,4	0,6 ± 0,1	1,2 ± 0,4	2,2 ± 0,4	40 ± 8	47 ± 1	0,2 ± 0,1
Type 5	44,2 ± 1,5	47,1 ± 1	0,7 ± 0,3	5,6 ± 0,6	1,5 ± 0,2	0,7 ± 0,04	1,1 ± 0,05	42 ± 3	43,7 ± 3,4	0,3 ± 0,03
Type 6	24,4 ± 1,7	64,1 ± 1,9	0,3 ± 0,1	2,7 ± 0,4	4,5 ± 0,5	0,3 ± 0,02	0,4 ± 0,03	43 ± 2	29,1 ± 2,3	0,5 ± 0,05
Type 7	18,7 ± 2,6	75 ± 3,5	0,5 ± 0,2	3,7 ± 1,2	1,9 ± 0,5	0,2 ± 0,04	0,3 ± 0,07	30 ± 2	18,4 ± 3,3	0,5 ± 0,1

Réalisation : A. Garnier

Tableau 7.3 : Principales caractéristiques des sept types d'assemblages phytolithiques de la séquence Holocène terminal isolés par l'ACP

De même que pour les assemblages des périodes précédentes, une ACP a été réalisée afin de distinguer les différents types de végétation représentés par les enregistrements phytolithiques contenus dans les dépôts de la période de l'Holocène terminal (*post* 2400 cal. BP ; 400 BC) (Fig.7.8). Les mêmes variables ont été prises en compte pour le calcul de l'ACP, à savoir les principaux morphotypes. Indépendamment au calcul de cette ACP, les 27 échantillons contemporains ont été ajoutés sur le graphique. Le pourcentage d'informations restitué pour les deux premiers axes est de 63,6%. Le premier axe (F1) concentre le maximum d'inertie puisqu'il comptabilise 49,5% contre 14,1% pour l'axe F2. L'axe F1 est la direction de la plus grande dispersion du nuage et différencie le mieux les échantillons. Il oppose les habitats fermés, avec les "globular decorated", les sclérides et les "collapsed saddle" diagnostiques d'*Oxytenanthera abyssinica* (corrélations positives), des formations herbeuses ouvertes avec les autres GSCP et les herbes monocotylédones (corrélations négatives) (Fig.7.8).

Type 1 : Ce groupe, cartographié à l'extrémité positive de l'axe F1, est caractéristique d'une végétation plus fermée. En effet, les phytolithes de dicotylédones ligneuses sont particulièrement abondantes dans les assemblages (74±2,1%) alors que les GSCP sont minoritaires avec seulement 15,8±0,9%. Au sein des dicotylédones ligneuses, les espèces produisent en grande quantité des "globular decorated" comme le souligne l'indice S/G qui est de 0,3±0,1. De même, par rapport aux autres échantillons, on observe un taux relativement élevé pour les "collapsed saddle" diagnostiques de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* (3,6±1%). Les "globular echinate" atteignent 5,2±0,9% et les phytolithes diagnostiques des Commelinaceae et Cyperaceae sont plutôt bien représentés avec 1,4±0,9. Les indices D/P et FG confirme le caractère dense de la végétation par des valeurs importantes (3,7±0,4 et 5,3±0,4). L'indice lph est lui aussi très élevé avec 61,9±5,8% et souligne le caractère xérophytique du tapis graminéen, largement dominé par les Chloridoideae. Ainsi, il a été interprété selon la nature sédimentaire des échantillons comme représentatif de *forêt galerie- forêt soudanienne* selon la nature des échantillons.

Type 2 : Seul un échantillon de très basse terrasse est caractéristique de ce type. Il indique un assemblage phytolithique dominé par les dicotylédones ligneuses qui atteignent 48,6% alors que les Poaceae enregistrent 42,5%. Cet assemblage se distingue notamment des autres par sa très bonne représentation des sclérides qui atteignent 29,3% et dominent les "globular decorated" qui enregistrent seulement 19,3%. Ainsi, les valeurs des indices D/P (0,4) et FG (1,3) suggèrent une densité ligneuse différente. Alors que le

premier indique une végétation ouverte, le second suggère un habitat plutôt dense. De même, l'indice S/G est très élevé avec 1,5 et indique la présence d'espèces soudaniennes au sein de la végétation. L'indice Iph, qui est en moyenne de 59%, suggère une strate graminéenne dominée par les Chloridoideae. Ainsi, ce type d'assemblage témoigne de *reliques forestières soudaniennes* au sein d'une savane soudano-sahélienne non cultivée. Ils peuvent être le résultat de conditions locales privilégiées (ravins, failles...) mais aussi d'une action de préservation de la part des hommes avec une signification religieuse.

Type 3 : Ce groupe rassemble des assemblages caractérisés par un taux relativement abondant de phytolithes de dicotylédones ligneuses qui atteignent $49,1 \pm 1\%$. Les Poaceae enregistrent $35,2 \pm 4,6\%$ et les taux des deux sous-familles (Panicoideae et Chloridoideae) sont assez proches comme le souligne l'indice Iph qui est de $46,1 \pm 4,5\%$. Concernant la végétation ligneuse, elle est principalement représentée par des espèces produisant en grande quantité des "globular decorated". En effet, l'indice S/G est de seulement $0,3 \pm 0,03$. Les valeurs des indices D/P ($1 \pm 0,2$) et FG ($1,8 \pm 0,3$) sont élevées ce qui indique que la végétation représentée par ces assemblages est relativement fermée. D'ailleurs, les échantillons modernes des forêts galeries sahélo-soudaniennes se situent proches de ces assemblages. Cependant, au regard de la nature sédimentologique des échantillons qui contiennent des phytolithes plutôt représentatifs de la végétation des interfluviaux, le type de peuplement dont ils sont caractéristiques peut être interprété comme étant une *savane boisée*.

Type 4 : Ce type regroupe des assemblages assez proches de ceux du type précédent. En effet, les phytolithes de dicotylédones ligneuses ($46,8 \pm 3,2\%$) et ceux des Poaceae ($31,7 \pm 3,5\%$) enregistrent des taux assez proches. Les valeurs des indices sont ainsi un peu plus élevées puisque le D/P est de $1,2 \pm 0,4$ et le FG $2,2 \pm 0,4$ et suggèrent toujours une végétation fermée. L'indice S/G est quand à lui un peu plus faible ($0,2 \pm 0,1$). Cependant, ce qui distingue ces assemblages de ceux du type 1 est le taux très élevé des "globular echinate", diagnostiques des Arecaceae. Ils atteignent en moyenne $20 \pm 0,4\%$. Ainsi, ce type d'assemblage est caractéristique d'une végétation de type *savane boisée à Arecaceae*.

Type 5 : Situé au centre de l'ACP, ce type rassemble des assemblages caractérisés par des taux équivalents de phytolithes de dicotylédones ligneuses ($44,2 \pm 1,5\%$) et des cellules courtes de Poaceae ($47,1 \pm 1,1\%$). Ainsi, les indices D/P et FG sont réciproquement de 0,7 et de 1,1. Les dicotylédones ligneuses sont dominées par les "globular decorated" (S/G = 0,3) et les Poaceae légèrement par les Panicoideae ($41,7 \pm 2,7\%$). Les Arecaceae représentent $5,6 \pm 0,6\%$, les Cyperaceae $0,9 \pm 0,2\%$ et les Commelinaceae $0,7 \pm 0,2\%$. Avec une bonne représentation des Panicoideae et la présence des plantes adventices dans les enregistrements, ces assemblages témoignent de champs cultivés. On observe d'ailleurs que l'échantillon prélevé au sein du parc arboré soudanien est localisé au centre de ce groupe. Cependant, ce type d'assemblage peut aussi, selon la nature sédimentaire du dépôt, être interprété comme représentatif de milieux de zones humides. Ainsi, la composition de ces assemblages phytolithiques suggèrent que la formation représentée est de type *savane boisée anthropisée* ou de *formations arborées de zones humides*.

Type 6 : Les échantillons rassemblés au sein de ce groupe indiquent une végétation plus ouverte. Les cellules courtes de Poaceae sont bien représentées avec $64,1 \pm 1,9\%$ alors que les dicotylédones ligneuses sont minoritaires avec $24,4 \pm 1,7\%$. L'indice S/G est de 0,5, indiquant des espèces ligneuses produisant majoritairement des "globular decorated". Les indices D/P et FG sont atteignent respectivement 0,3 et 0,4. De même, les Poaceae sont dominés par les Panicoideae qui représentent $24,8 \pm 1,2\%$ comme le témoigne aussi l'indice Iph avec une valeur proche de 40% ($42,7 \pm 2,1\%$). Cependant, on observe une bonne représentation des phytolithes diagnostiques des familles spécifiques ($11,1 \pm 1,3\%$) et notamment ceux des Cyperaceae ($2 \pm 0,3\%$) et des Commelinaceae ($2,6 \pm 0,4\%$). Les Arecaceae enregistrent des valeurs équivalentes avec une moyenne de $2,7 \pm 0,4\%$. Sur l'ACP, on observe que ce type d'enregistrement

phytolithique est proche de ceux observés pour les glaciés cultivés contemporains sahélo-soudaniens. Il témoigne d'une formation végétale de type *savane arborée anthropisée* caractéristique d'espaces cultivés mais avec une densité ligneuse inférieure à celle des savanes boisées anthropisées.

Type 7 : Les assemblages associés à ce groupe sont assez proches de ceux du type précédent. Ce groupe rassemble des assemblages largement dominés par les cellules courtes de Poaceae qui représentent en moyenne $75 \pm 3,5\%$ alors que les phytolithes de dicotylédones ne comptabilisent que $18,7 \pm 2,6\%$. Les "globular decorated" y sont majoritaires puisque l'indice S/G atteint $0,5 \pm 0,1$. La composition des assemblages ainsi que les indices D/P (0,2) et FG (0,3) soulignent le caractère ouvert de la végétation. Cependant, ces assemblages se distinguent des autres par l'abondance des cellules courtes lobées (Panicoideae) puisqu'ils atteignent $40 \pm 3,9\%$ du total des phytolithes diagnostiques. Ainsi, l'indice Iph est relativement faible ($30,2 \pm 2,1\%$), de même que l'indice Fs ($18,4 \pm 3,3\%$) qui témoigne d'une végétation peu soumise à un stress hydrique. Ainsi, ce type d'assemblage peut être interprété comme représentatif de *formations herbeuses de zones humides* dominée par les Panicoideae.

7.4.2. Description des assemblages phytolithiques de l'Holocène terminal (post 2400 cal. BP ; 400 cal. BC)

7.4.2.1. Les assemblages phytolithiques de l'unité HT1 (2400-1630 cal. BP ; 400 BC – 300 AD)

Bandiougou

Pour cet assemblage issu des dépôts de mares, les phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses et les Poaceae enregistrent la même valeur (45%). Les "globular decorated" sont encore largement majoritaires au sein des dicotylédones ligneuses atteignant près de 38%. Ainsi, l'indice S/G est extrêmement faible (0,2) et indique une végétation ligneuse de fond de vallée essentiellement composée d'espèces sahélo-soudaniennes. Au sein des GSCP, les "lobate GSCP" sont les mieux représentées avec 25% même si on observe une certaine diversité dans la composition graminéenne de cet échantillon puisque toutes les GSCP ont été identifiées. Les morphotypes des sous-familles et espèces typiques des zones humides ont notamment tous été identifiés mais en faible quantité (<1%). Les "collapsed saddle GSCP" caractéristiques de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* enregistrent un taux assez faible de 3%. Au regard de cet assemblage, l'indice D/P est faible (0,8) de même que le FG (1,2). L'indice Iph enregistre aussi une valeur assez faible (29%), révélatrice de la bonne représentation des "lobate GSCP" (Panicoideae). La valeur du Fs est de 35%. Sur l'ACP, cet assemblage est assimilé au type 5, à savoir des formations arborées de zones humides.

Fiko

Quatre échantillons ont été prélevés dans les dépôts associés à la période HT1 dans le ravin de Fiko.

À la base, des sables blancs ont été identifiés comme des dépôts de crue par la suite pédogénésés. Même si aucune datation n'est disponible pour ce paléosol, sa formation est contemporaine de la période HT1. En effet, les dépôts sous-jacents ont été datés de la période HR2C et les colluvions qui les surmontent de HT1.

L'assemblage phytolithique de ces sables pédogénésés est dominé par les "globular decorated" qui atteignent une valeur élevée (53%). Les scléréides sont largement minoritaires avec un taux de seulement 14,5%. De même, les "collapsed saddle GSCP" ne représentent que 1,5% de l'assemblage total. Les autres GSCP atteignent des valeurs faibles (18% au total). Les "lobate" et "saddle" GSCP enregistrent des valeurs

similaires (7% et 8%). Les "globular echinate", les phytolithes diagnostiques des Cyperaceae et des Commelinaceae totalisent 12%. L'indice D/P est élevé atteignant une valeur de 3 de même que l'indice FG (4,2). L'indice S/G est quant à lui très faible (0,3). Les indices Iph et Fs sont de 52% et 66%. Ces résultats suggèrent que les paysages de la savane environnante sont relativement fermés mais que les ligneux ainsi que la strate graminéenne sont d'origine sahélo-soudanienne. Cet assemblage est intégré au sein du type 1 qui correspond à une forêt galerie soudanienne sur l'ACP.

Les assemblages phytolithiques des dépôts de versant qui les surmontent indiquent une évolution assez rapide de la végétation pour cette période. En effet, les assemblages phytolithiques de ces trois échantillons témoignent d'une ouverture croissante des paysages. À la base, l'assemblage est similaire à celui du paléosol précédent. Dominé par les dicotylédones ligneuses (79%), il indique une végétation relativement fermée de type forêt soudanienne (type 1). Les "globular decorated" y sont largement majoritaires (69%). En revanche, pour les deux échantillons plus récents, ceux-ci décroissent (46% et 32%). Les GSCP atteignent 28% et 35% contre seulement 13% pour l'échantillon prélevé à la base. Cela est notamment très significatif pour les "lobate GSCP" qui passent de 2% à 19%. De même, les "globular echinate" (Arecaceae) enregistrent 19% et 20% contre 4% pour l'assemblage le plus ancien. Enfin, seuls les phytolithes de Cyperaceae ont été observés dans ces assemblages mais en faible quantité (<1%). En relation avec ces résultats, les indices révèlent aussi une ouverture croissante des paysages des interfluves au cours de cette période. L'indice D/P passe de 5 à 0,7 et l'indice FG de 6 à 1,8. Ce dernier indice témoigne, malgré une ouverture croissante du paysage, d'une végétation qui reste cependant toujours relativement fermée notamment en raison de l'abondance des "globular echinate". L'indice S/G indique quant à lui, une légère augmentation de la représentativité des ligneux produisant des scléréides au cours de cette période puisqu'il est de 0,1 pour les deux premiers échantillons et de 0,3 pour le dernier. Enfin, l'Iph évolue aussi fortement passant de 75% à 32%, suggérant le développement d'une végétation graminéenne dominée par les Panicoideae. Enfin, l'indice Fs passe de 66% à 46%. Ainsi, ces deux derniers échantillons sont caractéristiques d'une savane boisée à Arecaceae (type 4).

Baïma

Un échantillon a été prélevé à Baïma dans les dépôts fins de plaine d'inondation datés de la période HT1. L'assemblage est dominé par les GSCP qui atteignent 49% contre 34% pour les phytolithes des dicotylédones ligneuses. Pour ces derniers, les "globular decorated" y sont majoritaires représentant 29% du total de l'assemblage. Ainsi, l'indice S/G est relativement faible (0,2) suggérant un caractère sahélo-soudanien de la végétation de forêt galerie. Au sein de la classe des Poaceae, les "lobate GSCP" enregistrent 22% contre 14% pour les "saddle GSCP". L'espèce *Oxytenanthera abyssinica* est désormais quasiment inexistante ne comptabilisant que 0,3%. Enfin, les phytolithes des familles spécifiques sont bien représentés dans cet assemblage puisque les "globular echinate" atteignent 9%, ceux représentatifs des Commelinaceae et des Cyperaceae près de 2% et enfin ceux des Podostemaceae enregistrent une valeur relativement élevée avec 3,8%. Ainsi, les valeurs des indices D/P et FG sont assez faibles avec 0,6 et 0,9 et témoignent d'une forêt galerie ouverte dominée par les Poaceae et notamment les Panicoideae au regard de l'indice Iph qui atteint 39%. En effet, selon l'ACP, cet assemblage représente une savane boisée anthropisée (type 5). Enfin, l'indice Fs est de 39%.

7.4.2.2. Les assemblages phytolithiques de l'unité HT2 (1630-1410 cal. BP ; 300-500 cal. AD)

Baïma

Deux échantillons associés à la période HT2 ont été prélevés dans des dépôts de basse terrasse. Pour les deux assemblages, les dicotylédones enregistrent des taux similaires (23%) dominés par les "globular decorated" (16% et 14%). Les GSCP atteignent 67% et 63% avec des valeurs plus élevées pour les "lobate" (38% et 26%). Les "collapsed saddle" sont faiblement représentés dans ces assemblages (1,7% et 0,7%) de même que les "globular echinate" (Arecaceae) avec 6% et 8%. Enfin les phytolithes produits par les Cyperaceae et les Commelinaceae sont légèrement plus abondants pour l'assemblage le plus récent (1,4% et 1,8%) que pour le plus ancien (0,6% et 1,2%). L'indice D/P est identique pour les deux assemblages avec une valeur de 0,2. En revanche, l'indice FG est plus élevé pour l'échantillon le plus ancien (0,9 contre 0,4) suggérant une forêt galerie un peu plus dense pour celui-ci. Au contraire, l'indice S/G y est plus faible (0,2 contre 0,5), indiquant une augmentation des espèces ligneuses à affinité soudanienne. Enfin, l'indice Iph qui passe de 27% et 39% témoigne d'une baisse des Panicoideae au sein de la strate graminéenne. Cette évolution est aussi reflétée par l'ACP puisque l'assemblage le plus ancien correspond au type 7, à savoir une végétation herbeuse de zones humides alors que le plus récent indique une végétation de type savane arborée anthropisée. L'indice Fs est proche pour ces deux assemblages avec 31% et 36%, suggérant un stress hydrique faible.

Samoloye

Pour la période de HT2, deux échantillons ont aussi été prélevés dans les dépôts fins de la plaine alluviale (basse terrasse) à Samoloye. Cependant, ils sont différents de ceux de Baïma. Les phytolithes des dicotylédones ligneuses enregistrent 75% pour les deux échantillons. Les GSCP ne comptabilisent que 15 et 16% et les "saddle" sont assez bien représentées (7% pour les deux assemblages contre 7% et 3% pour les "lobate"). Au sein des dicotylédones ligneuses, les "globular decorated" sont largement majoritaires avec 54% et 57% même si les scléréides atteignent des valeurs remarquables (21% et 17%). Les "collapsed saddle" enregistrent des taux de 4% et 6%. Les "globular echinate" sont quant à eux faiblement représentés avec des valeurs proches de la période précédente (3% et 4%). Au regard de l'abondance des "globular decorated" dans ces assemblages, les valeurs de l'indice D/P sont élevées avec 3,3 et 3,8 alors que les valeurs de l'indice FG sont de 5 et 6. En revanche, l'indice S/G est relativement faible (0,4 et 0,3). Ainsi, ces résultats associés à l'ACP suggèrent une végétation dense dans le fond de vallée, représentative d'une forêt galerie soudanienne. L'Iph est de 68% et 52% alors que le Fs est similaire pour les deux échantillons avec 75% indiquant une végétation soumise à un stress hydrologique.

Sampara

Après une phase d'incision des dépôts au cours de la période HT1, on observe de nouveau un remplissage sédimentaire de la vallée du Yamé au cours de HT2 (1630-1410 cal. BP ; 300-500 AD). La sédimentation est caractérisée par des dépôts de chenaux et de mares, suggérant un enregistrement de phytolithiques d'origine différente, locale et extra-locale. Chaque environnement de dépôt a fait l'objet d'un prélèvement. Ceux-ci révèlent des assemblages assez semblables. En effet, la valeur des phytolithes représentatifs des dicotylédones ligneuses atteint 44% et 46% et les GSCP enregistrent 40% et 43% pour les deux échantillons. On observe cependant une légère différence dans la répartition des GSCP. Les "lobate" sont légèrement plus abondants dans les dépôts de mares (18% contre 16%), révélateurs des plantes de zones humides alors que les dépôts de chenaux enregistrent un taux plus important de "saddle" (17% contre 12%), caractéristiques des espèces xérophytiques adaptées au milieu sec des interfluvies. Les

"scooped bilobate" caractéristiques des Ehrhartoideae ont été observés seulement dans les dépôts de mares. L'indice D/P est identique pour les deux échantillons avec une valeur de 0,8. En revanche, l'indice FG est légèrement plus élevé pour les dépôts de chenaux (1,5) que pour les dépôts de mare (1,3). Même si ces résultats indiquent une certaine homogénéisation des paysages pour ce secteur, l'indice FG suggère une végétation légèrement plus dense sur les interfluves que dans le fond de vallée, notamment autour des mares. L'ACP confirme ces résultats puisque les deux y sont clairement dissociés. Ainsi, l'assemblage des dépôts de chenaux suggère une végétation de type savane boisée (type 3) sur les interfluves alors que celui des dépôts de mares témoigne de formations arborées de zones humides (type 5). L'Iph est de 50% et 41% et le Fs 54% et 41%. Les résultats des assemblages et des indices suggèrent une certaine homogénéisation des paysages pour ce secteur de la vallée du Yamé.

Doucombo

Un échantillon a été prélevé dans des dépôts de chenaux datés de l'unité HT2. L'analyse phytolithique indique des taux équivalents pour les GSCP (47%) et les phytolithes de dicotylédones ligneuses (46%). Au sein des dicotylédones ligneuses, les "globular decorated" sont dominants (36%). Pour les GSCP, les "lobate" sont légèrement mieux représentés avec 18% contre 14% pour les "saddle". Enfin, tous les phytolithes caractéristiques des familles spécifiques ont été observés mais en faible proportion. Les indices D/P et FG enregistrent respectivement des valeurs de 0,8 et de 1 ; indiquant une végétation ouverte sur les interfluves. L'indice S/G est de 0,3. L'Iph et le Fs comptabilisent 44% et 51%. Sur l'ACP, cet assemblage se situe au sein du type 5 qui indique une végétation de savane boisée anthropisée.

7.4.2.3. Les assemblages phytolithiques de HT3 (1410-910 cal. BP ; 500-1000 cal. AD)

Goundaka

Deux assemblages ont été analysés pour cette période dans des environnements de dépôts différents. La composition phytolithique de l'assemblage issu des dépôts sableux de la plaine d'inondation est marquée par la dominance des "globular decorated" (39%). Les GSCP atteignent 30%. En revanche, l'assemblage des dépôts de mares est marqué par une très forte représentation des "lobate" (53%). Les phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses atteignent seulement 8%. Les autres GSCP sont aussi bien représentés. On observe pour les deux échantillons la présence de "scooped bilobate GSCP" (Ehrhartoideae) (<1%). Les "globular echinate" (Arecaceae) sont nettement plus abondants dans les dépôts sableux (14% contre 1%). Les morphotypes caractéristiques des Cyperaceae et des Commelinaceae enregistrent des taux similaires pour les deux assemblages (2% pour les Cyperaceae et 1% pour les Commelinaceae). Les indices suggèrent une différence de représentativité des phytolithes selon le faciès sédimentaire puisque l'indice D/P et FG sont nettement plus élevés pour les dépôts sableux, caractéristiques de la savane environnante (D/P=1,3 et FG=2,2) que pour les dépôts de mares, représentatifs de la végétation locale (D/P=0,06 et FG=0,1). En revanche, l'indice S/G est plus élevé pour l'assemblage caractéristique de la végétation rivulaire de la mare (0,6) que celui des interfluves (0,3) indiquant une strate ligneuse avec des espèces à affinité soudanienne plus abondantes. L'indice Iph est aussi plus élevé pour les dépôts détritiques avec 41% contre 27%. Cela témoigne de la surreprésentation des Panicoideae pour la végétation de zones humides au contraire des interfluves où les Poaceae sont plus diversifiées. On observe les mêmes résultats pour l'indice Fs (73% contre 13%) qui suggèrent un stress hydrique plus important pour la végétation des interfluves. Au sein de l'ACP, ces deux assemblages sont aussi clairement distingués. Les phytolithes enregistrés dans les dépôts de chenaux indiquent une savane boisée (type 3) alors que celui des dépôts de mares suggèrent une formation herbeuse de zones humides (type 7).

Samoloye

Deux types d'environnements de dépôts correspondant à des dépôts de basse terrasse et de mares ont été prélevés dans les archives sédimentaires datant de la période HT3. On remarque une distinction dans leur composition phytolithique. Les dépôts limoneux de la plaine alluviale témoignent d'une savane boisée de fond de vallée alors que celui des mares est caractéristique d'une végétation herbeuse de zones humides. En effet, les dicotylédones ligneuses atteignent 42% pour les dépôts de la basse terrasse contre seulement 15% pour les sédiments argileux des mares. Dans ce dernier, les scléréides sont notamment assez bien représentées avec 15%. Ainsi, l'indice S/G est plus élevé pour les dépôts de mares (0,9 contre 0,5) indiquant la présence d'espèces à affinité soudanienne autour des mares. En revanche, les GSCP sont nettement plus abondantes dans les dépôts de mares (82%) que dans les sédiments de basse terrasse (51%). Dans les deux assemblages, on remarque que les "lobate GSCP" sont plus nombreux que les autres GSCP. Ils sont néanmoins nettement plus abondants dans les dépôts de mares atteignant près de 46%. Les "globular echinate" produits par les Arecaceae sont légèrement plus nombreux dans les dépôts de basse terrasse (4% contre 0,8%). Les phytolithes diagnostiques des Cyperaceae et des Commelinaceae sont présents dans les deux assemblages mais en faible quantité (<1%). Les valeurs des indices D/P et FG sont plus élevées pour les dépôts de basse terrasse (0,5 et 0,9 contre 0,1 et 0,2). Ces résultats témoignent d'une végétation plus fermée au sein de la plaine alluviale qu'au bord des mares. En revanche, la valeur de l'indice Iph est la même (28%) et l'indice Fs, plus élevé pour les dépôts limoneux de la plaine alluviale (34% contre 9%), ne suggère pas de réel stress hydrique pour ces deux assemblages.

Bandiougou

Cet assemblage est issu des dépôts sableux déposés au sein de la plaine d'inondation (très basse terrasse). D'une manière générale, les phytolithes des dicotylédones ligneuses (48%) et les GSCP (42%) enregistrent des taux assez proches. Cet échantillon est cependant très original dans la composition de l'assemblage. En effet, les dicotylédones ligneuses sont dominées par les scléréides (29%) et les GSCP par les "saddle" (21% contre 14% pour les "lobate"). Des morphotypes diagnostiques de la sous-famille Ehrhartoideae ont aussi été observés en faible quantité (<1%). La valeur de l'indice D/P est assez faible (0,4) indiquant une végétation ouverte. Au contraire, l'indice de caractérisation d'ouverture des paysages (FG), crée à partir des assemblages modernes de cette étude, indique une végétation relativement fermée avec une valeur atteignant 1,3. De même, l'indice S/G enregistre une valeur de 1,5 qui dépasse le seuil permettant de distinguer la forêt galerie à affinité soudanienne des autres habitats. Les indices Iph et Fs enregistrent respectivement 59% et 78%. Cette dernière suggère une végétation soumise à un stress hydrique. Cet assemblage caractéristique de la végétation extra-locale souligne le caractère particulier de la végétation qui compose le bassin versant qui alimente le lac. En effet, le taux élevé des scléréides et de l'indice S/G indique une végétation constituée d'espèces particulières produisant majoritairement des scléréides. Cet assemblage est très bien différencié au sein de l'ACP. Il a été interprété comme représentatif de reliques forestières soudanienne.

Sampara

Deux échantillons ont été prélevés dans des dépôts de mares mis en place au cours de la période HT3. Une évolution dans la composition des assemblages est observée pour ces deux échantillons espacés de 40cm (prélevés à 261 cm et 240cm). En effet, les phytolithes caractéristiques des dicotylédones ligneuses passent de 27% à 40% et les GSCP de 64% à 51%. Pour cette classe, alors que les "lobées" sont majoritaires pour l'échantillon le plus récent (31% contre 15% pour les "saddle"), l'échantillon le plus

récent est dominé par les "saddle" qui représentent 19% contre 18% pour les "lobate". Ainsi, ces Panicoideae diminuent fortement au sein de la végétation rivulaire des mares au profit des Chloridoideae qui croissent fortement. Enfin, les "scooped bilobate" ont été observés pour ces deux assemblages en faible quantité (<1%). Les "globular echinate" enregistrent des taux similaires avec 8% et 7% de l'assemblage total. Enfin, les phytolithes caractéristiques des Cyperaceae ont été identifiés dans les deux assemblages mais sont plus abondants dans le plus récent (1,3% contre 0,3%). Les indices D/P et FG enregistrent respectivement 0,3 et 0,6 pour l'échantillon le plus ancien et 0,6 et 0,9 pour celui plus récent. Ils témoignent d'une végétation ouverte pour les deux assemblages. Cependant, les valeurs plus élevées pour le deuxième échantillon indiquent une légère fermeture de la végétation des mares au cours de cette période. En effet, selon l'ACP, l'assemblage le plus ancien est intégré au sein du type 7 qui témoigne d'une végétation herbeuse de zones humides alors que le plus récent est représentatif du type 5, qui suggère une formation arborée de zones humides. L'indice de caractérisation des ligneux (S/G) est en revanche le même pour les deux échantillons (0,3) et suggère une végétation ligneuse de même nature, à savoir, des espèces produisant essentiellement des "globular decorated". Enfin, les valeurs de l'Iph augmentent au cours de cette période (32% à 50%). Elles témoignent d'un changement de la végétation des mares avec une part plus importante des "saddle GSCP". Le Fs est de 21% et 36%.

7.4.2.4. Les assemblages phytolithiques de HT4 (930-690 cal. BP ; 1000-1250 cal. AD)

Ounjougou

Deux échantillons ont été prélevés dans des sédiments grossiers de chenaux et de plaine d'inondation dans les archives sédimentaires des Unio à Ounjougou. Les assemblages phytolithiques sont assez similaires. Au sein de l'ACP, ils correspondent tous les deux au type 6 qui est représentatif d'une savane arborée anthropisée. Les GSCP dominent les assemblages avec 56% et 52% alors que les phytolithes de dicotylédones ligneuses constituent 26% et 30% du total des phytolithes diagnostiques. On observe une plus forte diversité des GSCP dans les échantillons de chenaux avec l'identification notamment de phytolithes produits par les Ehrhartoideae ("scooped bilobate"). Au sein des GSCP, les "lobate" sont les plus abondants avec 22 et 27,5%. Les "saddle" comptabilisent 16% et 9%. Dans les deux échantillons, on observe aussi la présence de "collapsed saddle" (*Oxytenanthera abyssinica*). Les phytolithes de Cyperaceae et de Commelinaceae ont été observés en faible quantité (entre 1 et 3% chacun). Les résultats sont étonnants concernant les "globular echinate", qui sont faiblement enregistrés (1% et 2,5%), mais surtout concernant ceux associés aux Podostemaceae, qui atteignent des valeurs particulièrement élevées (14% et 8%). Les sédiments des Unio sont localisés directement sur les grès ce qui explique la forte représentation de ces plantes qui poussent sur la roche dans des écoulements rapides. Ces résultats nous indiquent aussi une énergie notable du cours d'eau lors de la saison humide. Les valeurs faibles des indices D/P et FG (0,3 et 0,4 pour le D/P et 0,5 et 0,6 pour le FG), suggèrent une végétation ouverte. L'indice de caractérisation des ligneux (S/G) sont aussi assez faibles (0,4 et 0,6) indiquant une strate ligneuse produisant des "globular decorated" majoritairement. L'indice Iph est assez différent pour les deux échantillons avec 42% pour les dépôts de chenaux et 25% pour les dépôts sableux de plaine d'inondation. Pour les premiers, l'origine des phytolithes est nettement plus étendue. Les "saddle GSCP" sont plus abondants dans cet assemblage, provenant peut-être des espèces poussant sur les sols squelettiques des barres gréseuses nombreuses à l'amont du bassin versant. En revanche, les sédiments sableux déposés dans la plaine d'inondation ont été transportés avec une énergie moindre et proviennent de la végétation extra-locale. Cela suggère qu'à proximité, les "lobate GSCP" sont mieux représentés d'où la valeur moins élevée de l'indice Iph pour les

dépôts sableux. Enfin, l'indice Fs est assez semblable pour les deux échantillons : 35% et 38%. Les phytolithes carbonisés représentent 2,9% et 3,1%.

Doucombo

Cet échantillon a été prélevé dans les colluvions grises situées en rive concave et attribuées à la période HT4. Les phytolithes des dicotylédones ligneuses et les GSCP enregistrent des valeurs assez semblables, atteignant respectivement 43% et 50%. Au sein des dicotylédones ligneuses, les "globular decorated" sont majoritaires puisqu'ils représentent 32,5% du total des phytolithes diagnostiques. Pour les GSCP, ce sont les Chloridoideae qui dominent avec 19% contre 16% pour les "lobate GSCP". Les "globular echinate" constituent 5% de l'assemblage et les phytolithes de Commelinaceae ont été identifiées en faible quantité (<1%). Les indices D/P et FG enregistrent respectivement 0,6 et 1, indiquant une végétation relativement ouverte. L'indice S/G est de 0,3 et l'Iph de 53,7% soulignant une savane à affinités sahélo-soudanienne, dominée par les Chloridoideae. Enfin, l'indice Fs est de 43%. Il est assimilé au type 5 qui représente une savane boisée anthropisée.

Fiko

L'assemblage phytolithique issu des colluvions ocre est très proche de celui de Doucombo décrit précédemment. Il est situé aussi au sein du type 5 sur l'ACP. Il indique des valeurs égales pour les phytolithes de dicotylédones ligneuses (48%) et les GSCP (46%). Les "globular decorated" sont toujours majoritaires au sein de la classe des dicotylédones ligneuses (32%). Cependant, pour cet assemblage, les "lobate GSCP" (21%) sont légèrement plus abondantes que les "saddle GSCP" (15%). Les "globular echinate" constituent 4% de l'assemblage. Enfin, les phytolithes diagnostiques des Cyperaceae et des Commelinaceae ont été observés (<1%). L'indice D/P est de 0,7 et le FG de 1,1. Ils témoignent tous les deux d'une végétation relativement ouverte. Le S/G est de 0,4 et l'Iph de 42,6%. L'indice Fs enregistre une valeur très élevée de 79,1% indiquant une végétation soumise au stress hydrique.

7.4.2.5. Les assemblages phytolithiques de HT5 (700-450 cal. BP ; 1250-1500 cal. AD)

Fiko

Les colluvions mis en place durant la période HT5 (700-450 cal. BP ; 1250-1500 cal. AD) ont une composition phytolithique différente, dominée par les GSCP qui compte 75% de l'assemblage. On observe notamment que les "lobate" sont très bien représentés avec 34%. Les phytolithes des dicotylédones ligneuses ont fortement diminué par rapport à la période précédente, ne représentant plus que 17%. Les "globular echinate" enregistrent un taux faible de 3% et ceux des Cyperaceae et des Commelinaceae enregistrent respectivement 1,5%. Les valeurs faibles de l'indice D/P et FG (0,2 et 0,3) soulignent le caractère ouvert de la végétation. L'indice S/G est de 0,3. L'Iph est de 37,5% et souligne la surreprésentation des Panicoideae au sein de la savane environnante. Le Fs est de 32,8%. Sur l'ACP, il est localisé dans les assemblages caractéristiques d'une savane arborée anthropisée (type 6).

Doucombo

L'échantillon prélevé dans les colluvions ocre datées de HT5 indique lui aussi un milieu relativement ouvert sur les interfluviaux. Il est aussi représentatif d'une savane arborée anthropisée (type 6). Les GSCP constituent 60% de l'assemblage. Les "lobate GSCP" représentent 18%, ceux des "saddle GSCP" 19% et les "rondel GSCP" près de 22%. En revanche, au sein des dicotylédones ligneuses, les "globular decorated"

(18%) et les scléréides (15%) enregistrent des taux relativement proches. Les indices D/P et FG enregistrent des valeurs faibles (0,3 et 0,6) indiquant une savane environnante ouverte. En revanche l'indice S/G est de 1,3, dépassant largement le seuil de 0,8 permettant de différencier les espèces typiques des forêts galeries soudaniennes des autres habitats. L'indice Iph est de 50% suggérant quant à lui une savane de type sahélo-soudanienne où les Chloridoideae, plantes xérophytiques, dominent. Enfin, l'indice Fs est de 37%. Ainsi, cet assemblage est assez particulier car il suggère des contradictions indiquant une savane ouverte de type sahélo-soudanienne mais constituée de ligneux à affinités soudaniennes. Il est possible en effet, que des boisements aient été protégés non loin comme c'est le cas aujourd'hui avec des espèces soudaniennes.

7.4.2.6. Les assemblages phytolithiques de HT6 (450-0 cal. BP ; 1500-1936 cal. AD)

Ounjougou

Le contenu phytolithique de deux échantillons correspondant à des dépôts fins de plaine d'inondation ont été analysés ainsi que celui d'un échantillon prélevé dans des dépôts grossiers de chenaux. Les GSCP sont dominants dans les assemblages avec des valeurs qui fluctuent entre 61 et 66% alors que la part des dicotylédones ligneuses atteint des taux qui oscillent 15 et 24%. Les "lobate" sont majoritaires atteignant des valeurs situées entre 22% et 26% alors que les "saddle" constituent entre 17% et 21%. Les "collapsed saddle" ont seulement été enregistrés dans les sédiments grossiers associés au chenal, indiquant une remobilisation des archives sédimentaires antérieures. Les phytolithes de Podostemaceae sont aussi significatifs de l'origine différente des phytolithes selon les environnements de dépôts puisque l'on observe des valeurs élevées pour les dépôts de la plaine alluviale avec 20% et 11%, alors que dans l'assemblage des dépôts de chenaux, ils constituent seulement 3% des phytolithes diagnostiques. De même, la plus forte proportion des dicotylédones ligneuses dans les dépôts grossiers indique que les interfluves environnants sont plus arborés que dans le fond de vallée où les GSCP sont plus abondantes. En revanche, les indices D/P et FG sont assez semblables pour les enregistrements de basse terrasse (0,2 et 0,3) et celui des dépôts de chenaux (0,3 et 0,4). Ces résultats ainsi que l'ACP soulignent pour ces deux environnements une végétation très ouverte. En effet, ces trois assemblages sont regroupés du type 6, à savoir une savane arborée anthropisée. En revanche, l'indice de caractérisation des ligneux enregistrent des valeurs plus élevées pour les dépôts du fond de vallée (0,5 et 0,6) que pour celui des interfluves (0,4) indiquant des espèces produisant des scléréides plus abondantes dans la forêt galerie du fond de vallée. L'indice Iph est de 48% et 45% pour les sédiments limoneux contre 26% pour les dépôts grossiers et suggère une savane environnante dominée par les Panicoideae. Les valeurs de l'indice Fs sont sensiblement plus faibles pour les dépôts fins avec 19% et 21% contre 37% pour les dépôts grossiers. Les phytolithes carbonisés sont très faibles (2%).

Doucombo

Cette unité sédimentaire est caractérisée par des dépôts laminés alternant entre des dépôts fins de décrue et des dépôts grossiers de crue déposés dans la plaine alluviale. Ainsi, les phytolithes qu'ils contiennent proviennent à la fois de la végétation locale du fond de vallée et de la végétation des interfluves. D'une manière générale, les assemblages phytolithiques sont tous marqués par une surreprésentation des GSCP, notamment pour les dépôts grossiers. En effet, on observe une légère distinction entre les dépôts grossiers et les sédiments fins de plaine d'inondation. Les phytolithes de dicotylédones ligneuses et notamment les scléréides enregistrent des taux plus élevés dans les assemblages des sédiments fins (9-12% contre 5,5-9% pour les dépôts sableux). Au contraire, pour presque tous les échantillons sableux, les GSCP sont mieux

représentés avec des valeurs allant de 57% à 72% contre 54 à 58% pour les sédiments limoneux. Pour les dépôts grossiers, ce sont les "lobate" qui dominent au sein des GSCP alors que pour les dépôts fins de plaine d'inondation, les différents morphotypes enregistrent des valeurs plus ou moins équivalentes. Les "globular echinate" sont faiblement représentés, atteignant des valeurs situées entre 1% et 5%. Enfin, les assemblages phytolithiques sont marqués par une assez bonne représentation des phytolithes des autres familles spécifiques. Les phytolithes diagnostiques des Cyperaceae atteignent des taux situés entre 0,8 et 3,5, ceux des Commelinaceae entre 2% et 6% et enfin ceux des Podostemaceae entre 0,3% et 1,5%. Les valeurs des indices D/P et FG sont faibles et indiquent une végétation ouverte à la fois de la savane située sur les interfluves mais aussi dans le fond de vallée. Cependant, on observe que les valeurs de ces indices sont légèrement plus élevées pour les dépôts de basse terrasse (D/P=0,3-0,5 et FG=0,5-0,7) que dans les dépôts sableux (D/P=0,2-0,3 ; FG=0,3-0,5) indiquant une végétation légèrement plus arborée dans le fond de vallée. De même, l'indice de caractérisation des ligneux (S/G) est aussi plus élevé pour les dépôts fins (0,4-0,7) que pour ceux représentatifs de la végétation des interfluves (0,3-0,5) indiquant, comme pour Ounjougou, que certaines espèces ligneuses, produisant des scléréides, sont plus abondantes dans le fond de vallée. Cependant, si l'on observe l'ACP, tous ces assemblages sont identifiés au sein du type 6 qui correspond à une savane arborée anthropisée. De même, les résultats de l'Iph indiquent peu de différences selon les environnements de dépôts, variant entre 43% et 50%. Enfin, le Fs atteint des valeurs plus élevées pour les assemblages de basse terrasse variant entre 30% et 50% contre 21-36% pour les assemblages des échantillons sableux, suggérant un stress hydrique plus important pour la forêt galerie, située en bordure du cours d'eau, que pour la savane localisée sur les interfluves. Enfin, on peut noter aussi une meilleure représentation des phytolithes carbonisés dans les dépôts de basse terrasse (entre 5% et 8%) que dans ceux de la très basse terrasse (entre 2% et 5%).

Goundaka

Les trois assemblages de la période HT6 suggèrent un changement de la végétation. Même si deux environnements de dépôts différents ont été prélevés, à savoir des sédiments grossiers de plaine d'inondation et des dépôts de mares, la distinction entre les assemblages n'est pas aussi marquée que pour les périodes précédentes. En effet, les valeurs des dicotylédones ligneuses et des GSCP sont presque semblables pour les trois assemblages. Les dicotylédones ligneuses représentent 14% et 19% pour les dépôts de mares contre 19% pour les dépôts grossiers. Les GSCP atteignent 75% pour ces derniers contre 75% et 76% pour les sédiments argileux. Néanmoins, si l'on s'intéresse à la composition phytolithique au sein des assemblages, on observe quelques différences. Les "lobate GSCP" sont mieux représentées dans l'échantillon de mares (47% contre 27-36%). Au contraire, les autres GSCP sont plus abondantes dans les sédiments sableux. Les "saddles" atteignent 19% et 28% contre 15% pour les dépôts de mares et les "rondel" enregistrent 20% pour les deux assemblages prélevés dans les sédiments grossiers contre 15%. On remarque aussi la présence, très faible, de "collapsed saddle" pour les échantillons associés aux interfluves environnants. De même, les phytolithes produits par les Cyperaceae sont plus abondants dans ces mêmes dépôts (2% et 3% contre 1,5%) alors que ceux des Commelinaceae sont au contraire mieux représentées dans les dépôts de mares (2% contre 1% et 1,5%). Ainsi, l'ACP suggère que ces dépôts grossiers représentent une végétation de savane arborée anthropisée alors que celui des mares révèlent une formation herbeuse de zones humides. En revanche, les indices D/P et FG ne distinguent pas les assemblages qui se situent entre 0,1 et 0,2 pour le DP et entre 0,2 et 0,3 pour le FG. Il en est de même pour l'indice S/G qui varie entre 0,5 à 0,3. L'Iph est plus faible pour les dépôts de mare avec 25% contre 35% et 52% pour les sédiments grossiers. Le Fs varie de 12% à 22%.

Baïma

Un seul échantillon a été analysé pour cette période. Il correspond à des dépôts de mares. Les GSCP dominent l'assemblage avec 75%. Les "rondel" sont majoritaires (29%) suivies de près par les "lobate" qui atteignent 27%. Les "saddle", caractéristiques des Chloridoideae enregistrent 18%. Les phytolithes de dicotylédones ligneuses ne représentent que 18% de l'assemblage. L'ensemble des phytolithes de familles spécifiques a été observé mais en faible quantité (7%). L'indice D/P est extrêmement faible (0,04) de même que l'indice FG (0,3) indiquant un milieu très ouvert. L'indice S/G qui atteint 0,2 souligne la surreprésentation des espèces produisant des "globular decorated" pour la végétation ligneuse qui pousse autour des mares. Les valeurs des indices Iph et Fs sont respectivement de 40% et 14%. Les phytolithes carbonisés sont relativement abondants (9%). Cet assemblage est représentatif d'une végétation herbeuse de zones humides (type 7).

Sampara

Deux échantillons, associés aux derniers siècles, ont été prélevés dans des dépôts de mares à Sampara. Les variations dans la composition des phytolithes ne sont pas vraiment significatives entre ces deux assemblages. Ils sont regroupés tous les deux au sein du type 5. Les phytolithes de dicotylédones ligneuses dominent sensiblement représentant 51% et 49% du total des phytolithes diagnostiques alors que les GSCP enregistrent la même valeur pour les deux assemblages (44%). Cependant, on observe quelques différences au sein de la composition des dicotylédones ligneuses puisque les scléréides sont plus abondants dans l'assemblage le plus récent (14% contre 8%) au contraire des "globular decorated" qui y enregistrent des valeurs plus faibles (35% contre 42%). Les "lobate GSCP" atteignent 18% et 19% et ceux en selle 18% et 12%. Les "scooped bilobate" caractéristiques des Ehrhartoideae ont été observés pour les deux assemblages (0,3% et 1,2%). Enfin, les phytolithes des familles spécifiques ont aussi été identifiés en faible quantité puisque les "globular echinate" (Arecaceae) représentent 4% pour les deux échantillons alors que ceux des Cyperaceae et des Commelinaceae enregistrent des taux inférieurs à 1%. Les indices D/P et FG enregistrent des valeurs similaires pour les deux assemblages (D/P=0,9 et 0,8 ; FG=1,2). En revanche, la valeur de l'indice S/G est légèrement plus élevée pour l'assemblage le plus récent avec 0,4 contre 0,2, indiquant une augmentation d'espèces produisant des scléréides autour des mares. De même, l'Iph plus faible pour ce dernier (38% contre 50%) indique un léger changement dans la composition de la végétation où des espèces à affinités soudaniennes semblent plus abondantes. L'indice Fs est quant à lui assez proches pour les deux assemblages avec des valeurs atteignant 43% et 39%. Enfin, on remarque un taux relativement élevé des phytolithes carbonisés (8% et 9%), des microcharbons (21% et 27%) mais aussi des autres corps siliceux et notamment des spicules d'éponges qui atteignent 64% pour les deux assemblages.

7.4.3. Interprétation taphonomique et paléoenvironnementale des assemblages phytolithiques

Les cinq échantillons datés de la première séquence de l'Holocène Terminal HT1 (2400-1630 cal. BP ; 400 BC – 300 AD) sont partagés entre trois types de végétation différentes. Les échantillons prélevés dans les colluvions de Fiko indiquent une évolution de la composition de la végétation puisque les plus récents sont associés à une végétation forestière et les deux plus récents à une savane boisée à Arecaceae. Ainsi, on observe au cours de cette période une ouverture de la végétation des interfluviaux avec notamment une augmentation des Poaceae et des Arecaceae. Ainsi, les ligneux sont toujours majoritaires mais moins dense. Cela peut être expliqué par une modification des facteurs climatiques et/ou anthropique. Cependant, la faiblesse des phytolithes diagnostiques des espèces adventices et des phytolithes carbonisés indiquent une

action anthropique minimale pour ce secteur de la vallée au cours de HT1. Les deux autres échantillons associés à cette période concernent les dépôts de mares de Bandiougou et de basse terrasse de Baïma. Ils sont rassemblés au sein du type 5, représentatif de savane boisée anthropisée ou de formations arborées de zones humides. Ainsi, si pour Baïma, il apparaît clair que le fond de vallée est cultivé, pour l'échantillon de mare de Bandiougou, la composition phytolithique indique une végétation typique de zones humides relativement arborée.

La végétation de la période **HT2** (1630-1410 cal. BP ; 300-500 cal. AD) est représentée au travers de sept assemblages phytolithiques issus des dépôts sédimentaires de quatre tronçons différents. Cinq types de formations végétales ont pu être identifiés. Le contenu phytolithique des échantillons prélevés à Baïma témoigne d'une ouverture des paysages par rapport à la période précédente (HT1). Les deux échantillons contiennent une part plus importante de GSCP et peuvent être interprétés comme une savane arborée anthropisée. En effet, même si un échantillon est situé au sein du groupe 1, identifié comme une végétation herbeuse de zones humides, les sédiments prélevés dans les dépôts de basse terrasse, soulignent une origine différente de la végétation représentée. Le contenu phytolithique est proche du type 2 et peut ainsi être interprété comme une savane boisée anthropisée dominée par les espaces cultivés. Les deux échantillons prélevés dans les dépôts de basse terrasse à Samoloye révèlent un contenu phytolithique caractéristique d'une végétation fermée forestière, identique à celle observée à Sampara pour la période HR2C. Ces espaces de fond de vallée, composés d'une végétation ligneuse dense, sont difficilement accessibles pour les hommes. Pour cette période, la végétation est différente à Sampara. Les deux échantillons prélevés sont caractéristiques d'une végétation différente selon la nature sédimentaire des dépôts. Ainsi, les dépôts de mares sont associés à une formation arborée de zones humides, dominée par les "lobate GSCP", alors que l'assemblage issu des dépôts de chenaux, caractéristique de la végétation des interfluvies environnants, est représentatif d'une formation de savane boisée. En revanche, l'assemblage des dépôts de chenaux de Doucombo indique des espaces cultivés avec une strate ligneuse cependant relativement dense (type 5).

Les sept échantillons associés à la période **HT3** (1320-910 cal. BP ; 500-1000 cal. AD) sont partagés selon leur nature sédimentaire entre quatre types de formations végétales différentes. Ainsi, pour les différents tronçons (Goundaka, Samoloye et Sampara) les phytolithes contenus dans les dépôts de mares suggèrent une végétation herbeuse typique de zones humides (type 6). En revanche, l'échantillon le plus récent de Sampara est quant à lui associé à un groupe interprété comme des formations arborées de zones humides (type 5). Ainsi, il témoigne d'une fermeture des paysages de zones humides à la fin de la période à l'aval du bassin versant. L'échantillon prélevé dans les dépôts de basse terrasse à Samoloye indique une ouverture des paysages de fond de vallée par rapport à la période précédente puisque la composition phytolithique suggère une savane boisée anthropisée. Les dépôts caractéristiques de la végétation des interfluvies témoignent d'une végétation différente selon la localisation du tronçon au sein de la vallée. Ainsi, la végétation des interfluvies environnants à Goundaka est interprétée comme une savane boisée alors que celle provenant du bassin versant du lac de Bandiougou est caractéristique de reliques forestières soudanaises. En effet, les scléréides sont abondantes dans cet assemblage et indiquent une végétation ligneuse totalement différente de celle observée pour le reste de la vallée. Ces espèces ligneuses ont pu être préservées grâce à des conditions naturelles favorables (ravins etc..) ou alors protégées par les hommes (bois sacré...).

Seuls des échantillons de l'amont et de la moyenne vallée du Yamé ont été analysés pour la période **HT4** (930-690 cal. BP ; 1000-1250 cal. AD). Leur nature sédimentaire (colluvions et dépôts grossiers alluviaux) indique qu'ils sont tous représentatifs de la végétation située sur les interfluvies. À Ounjougou, les deux assemblages témoignent d'une végétation ouverte fortement anthropisée de type savane arborée anthropisée. Dans la moyenne vallée, les assemblages prélevés dans les colluvions de Doucombo et de Fiko

témoignent d'une formation ligneuse plus dense qu'à Ounjougou, comme c'est le cas encore aujourd'hui (cf : chapitre 6). La végétation située sur les versants est interprétée comme une savane boisée anthropisée, toujours dominée par les espaces cultivés.

La période de **HT5** (700-450 cal. BP ; 1250-1500 cal. AD) marque un changement dans la végétation caractéristique des interfluves de la moyenne vallée puisque les deux assemblages issus des sédiments colluviaux de Doucombo et Fiko suggèrent désormais une végétation plus ouverte (type 6).

Seize échantillons, issus des archives sédimentaires de cinq tronçons, sont associés à la période **HT6** (450-24 cal. BP ; 1500-1936 AD). L'ensemble des échantillons caractéristiques de la végétation des interfluves (dépôts de chenaux et de très basse terrasse) et du fond de vallée sont associés à une végétation de type savane arborée anthropisée où les espaces cultivés dominent les paysages. Seuls les assemblages contenus dans les dépôts de mares reflètent une végétation différente. Ainsi, la végétation rivulaire des mares à Goundaka et Baïma correspond à une formation herbeuse de zone humide, largement dominée par les "lobate GSCP". En revanche, à Sampara, au même titre que l'échantillon de la période HT3 avait annoncé une formation ligneuse plus dense, les deux assemblages de HT6 sont interprétés comme une végétation arborée de zones humides. Ainsi, au contraire de Goundaka et de Baïma, les conditions locales de Sampara favorisent le développement d'une strate ligneuse plus dense.

Conclusion

Les archives sédimentaires holocènes de la vallée du Yamé sont riches en phytolithes. Pour chacun des tronçons, la distinction des environnements de dépôts a permis de reconstruire l'histoire des paysages à différentes échelles spatiales et temporelles. D'une manière générale, les assemblages phytolithiques de la vallée du Yamé révèlent un changement distinct mais progressif des paysages au sein de la vallée. En effet, alors que certains morphotypes et/ou habitats disparaissent ou diminuent au cours des derniers millénaires, d'autres augmentent. Ainsi, les assemblages phytolithiques indiquent la disparition progressive de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* et d'une manière générale des habitats à affinités soudano-guinéenne dès la fin de l'Holocène moyen. À partir du début de l'Holocène récent, on observe le développement sur les interfluves et dans le fond de vallée d'une végétation ligneuse dense à affinité soudano-sahélienne qui semble disparaître totalement à partir de l'Holocène terminal, au cours du premier millénaire avant J-C, laissant place aux paysages de savanes. Cette ouverture croissante des paysages témoigne d'un changement climatique avec l'accentuation de l'aridité et de la saisonnalité mais elle est aussi un signe de l'anthropisation des milieux. En effet, les phytolithes se sont révélés de très bons indicateurs de l'action de l'homme pour ces espaces. Ils suggèrent une pratique du feu, notamment dans le fond de vallée, dès l'Holocène moyen. En relation avec l'ouverture croissante des paysages du bassin versant du Yamé, les assemblages indiquent une diminution de ces feux depuis deux millénaires. La biomasse étant réduite, la nécessité de brûler disparaît. Enfin, les assemblages phytolithiques suggèrent le développement de l'agriculture à Ounjougou depuis plus de quatre millénaires (4600-4200 cal. BP ; 2650-2250 cal. BC). Au cours du 1^{er} millénaire avant notre ère, on observe une diffusion de l'agriculture qui a lieu tout d'abord dans la moyenne vallée à Doucombo puis à Baïma, dans la basse vallée. Ensuite, mis à part dans le secteur de Goundaka-Bandiougou et de Samoloye où l'anthropisation des milieux semble tardive (début du 2^e millénaire de notre ère), le reste du bassin versant est concerné par le développement de pratiques agricoles au cours du 1^{er} millénaire de notre ère. Cependant, les assemblages témoignent d'une transformation de ces paysages anthropisés puisque les parcs arborés deviennent des savanes-parcs caractérisés par une densité ligneuse moins importante. Ce changement a lieu dès le début du 2^e millénaire de notre ère à Ounjougou et Baïma et au cours des derniers siècles pour le reste de la vallée.

Ainsi, depuis les sept derniers millénaires, les paysages de la vallée du Yamé ont fortement évolué sous l'action combinée du climat et des sociétés. Cependant, il est parfois difficile de déterminer le poids de ces variables dans ces transformations environnementales qui interviennent à différentes échelles spatiales et temporelles. Une confrontation de ces résultats avec les données archéologiques et paléoenvironnementales disponibles à l'échelle locale et régionale nous aidera à étayer nos hypothèses.



Reconstitution des dynamiques paléoenvironnementales de la vallée du Yamé au cours de l'Holocène

Chapitre 8 : Des interfluves au fond de vallée : dynamique des hydrosystèmes fluviaux dans la vallée du Yamé au cours de l'Holocène	329
Chapitre 9 : Histoire des paysages fluviaux depuis 7000 ans dans le bassin versant du Yamé..	349
Chapitre 10 : La vallée du Yamé en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne au cours de l'Holocène.....	383

Chapitre 8

Des interfluves au fond de vallée : dynamique des hydrosystèmes fluviaux dans la vallée du Yamé au cours de l'Holocène

Introduction

Les études géomorphologique et biogéographique des dépôts holocènes de la vallée du Yamé conduites dans les deuxième et troisième parties nous ont permis de reconstituer l'évolution du système fluvial et du couvert végétal à différentes échelles spatio-temporelles. Afin de comprendre avec précision le poids des variables de contrôle qui ont contribué à la transformation des conditions environnementales à l'origine des métamorphoses du système fluvial, il est nécessaire de confronter les résultats de ces deux approches. Cette mise en commun des résultats géomorphologique et biogéographique a été menée dans un premier temps à l'échelle du tronçon dans le but de comprendre la dynamique des échanges latéraux entre les interfluves et le fond de vallée. En effet, la connaissance du couvert végétal de ces deux unités paysagères est une clé indispensable afin d'émettre les premières hypothèses quant à la part des variables climatiques et anthropiques dans la genèse des paysages de l'hydrosystème fluvial. Pour ce dernier aspect, les résultats obtenus sont également comparés avec les données archéologiques et paléoenvironnementales disponibles pour les sites d'Ounjougou et de Fiko.

La corrélation des données géomorphologiques et biogéographiques a été réalisée d'amont en aval de la vallée du Yamé. Nous examinerons dans un premier temps le secteur amont (1), avant d'aborder les tronçons de la moyenne vallée (2), de la basse vallée (3) puis enfin, le delta intérieur du Niger (4).

8.1. La haute vallée

Le tronçon d'Ounjougou, situé à l'amont du bassin versant, représente un secteur privilégié dans l'étude conjointe des indicateurs géomorphologiques et biogéographiques issus des archives alluviales. En raison du nombre important de datations, de la richesse et de la diversité sédimentaire des dépôts, il est possible de reconstruire avec une précision assez fine l'évolution du système fluvial et du couvert végétal (Fig.8.1).

Période (cal. BP)	Transect schématique Système fluvial et couvert végétal	Système fluvial				Couvert végétal		Anthropisation des milieux
		Vue en plan	Taux de sédimentation (mm/an) et de érosion (mm/an)	Indice de dessiccation du lit (0 à 100)	Indice FG	Fond de vallée *	Interfluvies	
HT7 (20ème siècle)						Savane arborée et arbustive anthropisée	Savane arborée et arbustive anthropisée	
HT6 (450-24)						Savane arborée et arbustive anthropisée	Savane arborée et arbustive anthropisée	
HT3-HT5 (1410-450)						?	Savane arborée anthropisée	
HT2 (1700-1410)						?	?	
HT1 (2400-1700)						?	?	
HR2C (2500-2400)						Savane boisée anthropisée	Savane boisée anthropisée	
HR2AB (4000-2900)						Forêt galerie soudanienne	Forêt dense	
HR1B (4650-4000)						Savane boisée de bas fond Formations arborées de zones humides	Savane boisée anthropisée	

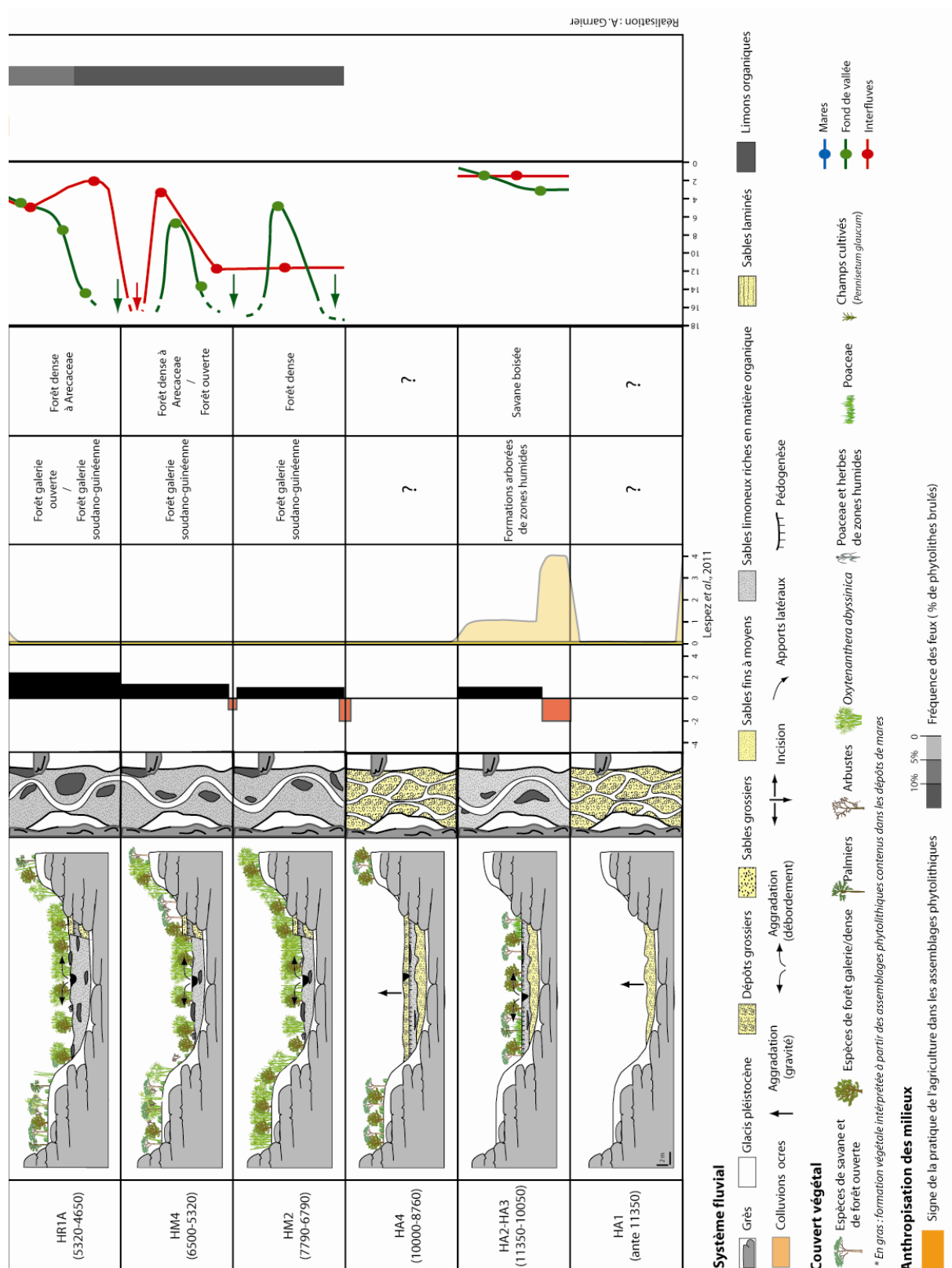


Figure 8.1 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon d'Ounjougou

8.1.1. L'Holocène ancien (11350-8500 cal. BP ; 9400-6800 BC)

Les formations sédimentaires attribuées à l'Holocène ancien ont seulement été identifiées à Ounjougou. L'étude conjointe des caractéristiques hydro-sédimentaires et des phytolithes contenus dans ces sédiments a déjà fait l'objet d'une publication (Neumann *et al.*, 2009).

Le début de l'Holocène (**HA1** : ante 11350 cal. BP ; ante 9400 BC) est caractérisé par une incision importante dans les formations fines éoliennes du Pléistocène et la mise en place d'un lit à large bande active constituée de bancs sablo-graveleux. Cette incision vigoureuse, illustrée par de nombreuses boules et boulettes de silts remaniées, témoigne de l'énergie importante du cours d'eau et notamment d'une augmentation des débits liquides par rapport aux flux solides. Par la suite, la charge solide est suffisamment abondante pour permettre l'exhaussement du chenal. Les assemblages phytolithiques étudiés dans les dépôts de cette séquence n'apportent pas d'informations sur la nature du couvert végétal pour cette période car les phytolithes sont issus de la remobilisation des sédiments antérieurs du Pléistocène. En revanche, la nature sédimentaire et l'importance de la charge sédimentaire suggèrent une végétation relativement ouverte dans le fond de vallée et sur les interfluves.

Les séquences suivantes (**HA2 et HA3** : 11350-10050 cal. BP ; 9400-8200 BC) témoignent d'une métamorphose du système fluvial. La sédimentation plus fine et rythmée suggère la mise en place d'un chenal divaguant au sein d'une plaine alluviale relativement humide. Cette transformation répond à une réduction des flux sédimentaires et à une adaptation du cours d'eau par un style plus sinueux lui permettant de dissiper l'énergie. Malgré une réduction de la charge grossière par rapport à la période précédente, elle est suffisante pour favoriser l'exhaussement du fond de vallée comme le montre le taux d'aggradation qui est d'environ 1,5 mm/an (Lespez *et al.*, 2011). Cette diminution de la charge solide et de la granularité des sédiments peut être mise en relation avec le développement d'une forêt galerie fermée comme le suggère l'analyse phytolithique. Les analyses anthracologiques le confirment puisqu'elle indiquent aussi une végétation de fond de vallée relativement fermée, dominée par l'espèce *Syzygium guineense* (Eichhorn et Neumann, sous presse ; Neumann *et al.*, 2009). Ainsi, l'apaisement du système fluvial et la diminution de la charge solide peuvent être le résultat d'une reconquête végétale dans le fond de vallée et sur les interfluves (Lespez *et al.*, 2008, 2011 ; Neumann *et al.*, 2009).

Pour la séquence suivante (**HA4** : 10000-8760 cal. BP ; 8200-6800 BC), la sédimentation, de nouveau détritique et plus grossière, traduit un changement du style fluvial et des conditions environnementales. La nature de ces dépôts et leur dispositif sédimentaire suggèrent la mise en place d'un chenal divaguant au sein d'une large bande active composée de bancs sablo-graveleux. Cette métamorphose fluviale témoigne d'une augmentation de la charge solide et liquide qui peut être corrélée à une ouverture des paysages. Selon l'analyse phytolithique des dépôts de chenaux, une savane boisée s'impose sur les interfluves. L'étude des charbons de bois suggère une diversification des taxons soudanais avec l'apparition de nombreuses espèces telles que *Vitex sp.*, *Khaya senegalensis* ou encore *Combretum micranthum* et *glutinosum*. Des charbons de l'espèce *Oxytenanthera abyssinica* ont aussi été observés mais en faible quantité (Eichhorn et Neumann, sous presse).

8.1.2. L'Holocène Moyen – Récent 1 (8760-4000 cal. BP ; 6800-2000 cal. BC)

Le début de l'Holocène moyen (HM1) se manifeste par une interruption de la sédimentation sur plus d'un millénaire (8,8-7,8 ka cal. BP ; 6,8-5,6 ka BC) puis par une incision. Ce hiatus témoigne de la faiblesse des écoulements annuels. En revanche, l'érosion observée dans les dépôts, égale à 2 mm/an, est le résultat,

non pas d'une érosion progressive puisque les stocks restent mobilisables sur les versants (Lespez *et al.*, 2008 ; 2011), mais plutôt d'une succession de crues brutales. Cette incision est similaire à celle observée au début du 20^{ème} siècle qui est le résultat d'une érosion régressive exacerbée à l'amont du bassin versant (Lespez *et al.*, 2011). Des orages brutaux survenant sur des sols secs avec une végétation clairsemée peuvent être à l'origine de ravinements importants. Le même phénomène est observé plus tard sur une période plus restreinte (HM3 : 6790- 6500 cal. BP ; 4840-4550 BC).

Les archives sédimentaires d'Ounjougou de l'Holocène moyen et le début de l'Holocène récent (7790-4000 cal. BP ; 5650-2000 BC) sont caractéristiques d'une sédimentation plus fine dans les chenaux et la plaine alluviale (Fig.8.1). Le taux d'aggradation augmente, passant de 1 mm/an pour HM2 à 1,3 mm/an pour HM4 et enfin à 2,3 mm/an pour HR1. Ces sédiments résultent de chenaux assez étroits divagants au sein d'une plaine alluviale humide, où alternent des sédiments sableux déposés par débordement lors des crues et des dépôts fins limono-argileux riches en matière organique indiquant la présence de mares permanentes. Par rapport à la période précédente, on observe donc une diminution de la charge sédimentaire et des écoulements. Cependant, la bonne conservation du matériel organique (charbons, bois...) et l'absence de traces de dessiccation ou d'oxydation au sommet des dépôts de mares suggèrent un milieu réducteur de type palustre dans le fond de vallée. Cela traduit une recharge complète des aquifères du grès. En revanche, la diminution des flux liquides et solides peut s'expliquer en partie par la nature du couvert végétal qui a évolué par rapport à la période précédente. Les analyses phytolithiques suggèrent une végétation du fond de vallée caractérisée par une forêt galerie dense soudano-guinéenne avec une très bonne représentation du bambou *Oxytenanthera abyssinica*. L'analyse anthracologique indique aussi ce type de formation végétale avec une quantité importante de charbons de ce bambou (Eichhorn et Neumann, sous presse). À partir de HR1A, les analyses phytolithiques montrent une légère ouverture et transformation de la végétation qui passe à une forêt ouverte avec une meilleure représentation des Poaceae. Cette transformation paysagère est confirmée pour la séquence suivante (HR1B) puisque les assemblages phytolithiques issus des dépôts de basse terrasse témoignent d'une savane boisée de bas fond. Cette interprétation est compatible avec celle des résultats de l'analyse anthracologique qui montre l'apparition de taxons à affinités plus soudaniennes telles que *Daniellia oliveri*, *Bombax costatum*/*Ceiba pentandra* et *Entada africana*. Ces espèces indiquent des conditions environnementales différentes de l'Holocène moyen puisque certaines sont héliophiles (*Daniellia oliverii*) ou caractérisent une résistance au feu (*Bombax costatum*, *Lophira lanceolata* et *Parinari curatellifolia*) (Ballouche et Dolidon 2005). Le développement de ces espèces a pu être favorisé par un changement du climat ou bien par l'action des Hommes. En effet, le nombre de phytolithes carbonisés est particulièrement abondant pour chacune des couches analysées et notamment celles qui reflètent la végétation du fond de vallée (15-33%).

La végétation des interfluves connaît une évolution un peu plus précoce. Au cours de HM2, la végétation est encore caractéristique d'une savane soudano-guinéenne dominée, comme pour le fond de vallée, par *Oxytenanthera abyssinica*. Les analyses phytolithiques des séquences suivantes (HM4 et HR1A) attestent d'une forêt ouverte ou d'une forêt dense sur les interfluves. En revanche, les assemblages phytolithiques de la période suivante (HR1B) marquent un changement important des formations végétales sur les interfluves avec une augmentation des GSCP et notamment des "lobate GSCP", caractéristiques des Panicoideae. Ainsi, s'affirme une savane boisée anthropisée. Cette ouverture de la végétation peut contribuer à expliquer l'aggradation croissante du lit fluvial. Malgré cela, le style fluvial reste stable et ne semble pas affecté par les transformations des conditions environnementales. En revanche, la diminution des phytolithes carbonisés semble liée à un changement de végétation et notamment d'une biomasse moins dense qui pourrait expliquer la baisse des feux dans le fond de vallée.

8.1.3. L'Holocène récent 2 (4000-2400 cal. BP ; 2000-1720 BC)

Les dépôts attribuables à la seconde moitié de l'Holocène récent traduisent un changement du système fluvial mais aussi de la composition de la végétation. La sédimentation, rythmée par l'alternance de dépôts de débordement et de décantation, suggère comme pour la période précédente, le développement d'un chenal divaguant avec des écoulements lents au sein d'une plaine alluviale. En revanche, au contraire de HR1B, la plaine alluviale n'est plus humide tout au long de l'année, de même que les mares résiduelles qui la parcourent s'assèchent suggérant une baisse des nappes phréatiques. Les traces d'oxydation ainsi que des fentes de dessiccation observées au sommet des dépôts de mares reflètent la mise en place de la saisonnalité et soulignent l'augmentation de la durée et /ou de l'intensité de la saison sèche (Le Drézen *et al.*, 2010). De plus, la granularité nettement plus fine des dépôts de chenaux et de plaine d'inondation est le signe d'écoulements lents et peu morphogènes. Seules les crues de période de retour séculaire, comme c'est le cas aujourd'hui, engendrent des écoulements plus puissants et des ruptures dans la rythmicité de la séquence sédimentaire (Lespez *et al.*, 2011).

La principale information que nous offrent les analyses archéobotaniques conduites à Ounjougou est la confirmation du développement des pratiques agricoles pour cette période. En effet, des graines de mil ont été découvertes dans les sédiments du site archéologique des Varves (Ozainne *et al.*, 2009a). Elles ont été datées de 3930-3441 cal. BP et 3577-2925 cal. BP (2016-1456 cal. BC et 1627-946 cal. BC) (Ozainne *et al.*, 2009a). Des vestiges d'habitat fossilisé sous les alluvions de HR2A ont été érigés au plus tard à 3700 BP (1700 BC). Ils correspondent à des structures d'habitat saisonnier pour le site de Varves. En revanche, un hameau de culture, plus récent, a été identifié sur les interfluves environnants au site de Kélisogou. Il est contemporain de la période HR2B (3050-2900 cal. BP ; 1100-900 BC). Des haches polies ainsi que du matériel de broyage découverts dans les occupations confirment le développement de pratiques agricoles pour cette période. Enfin, les grandes quantités des micro-charbons ainsi que leur distribution dans les lamines démontrent une fréquence annuelle des feux de brousse d'origine anthropique, qui surviennent au début et à la fin de la saison sèche (Le Drézen, 2008). Les résultats de l'analyse anthracologique suggèrent aussi un changement dans la composition du couvert arboré. Les charbons de *Daniellia oliverii*, qui produit principalement des phytolithes globulaires comme nous l'a montré l'étude contemporaine (chapitre 6), sont plus abondants dans ces dépôts. Cette espèce a été observée en zone soudanienne où elle constitue l'espèce principale des parcs arborés et des jachères (Neumann *et al.*, 2004). Enfin, dans les zones plus arides, on la retrouve dans les forêts galeries ou dans les zones où l'apport en eau est suffisant à son développement (Küppers, 1996, Wittig *et al.*, 2000, Arbonnier, 2002). Parallèlement, des taxons soudano-sahéliens apparaissent aussi pour la première fois ou augmentent fortement (Eichhorn et Neumann, sous presse). C'est le cas de *Guiera senegalensis*, *Bauhinia* ou *Combretum micranthum*, des arbustes qui ont été identifiés sur les espaces dégradés et de jachères contemporaines où les phytolithes globulaires sont abondants dans les enregistrements (Chapitre 6). En revanche, même si des charbons d'*Oxytenanthera abyssinica* ont été identifiés en nombre relativement important (au contraire des assemblages phytolithiques où ils diminuent fortement), les charbons des espèces soudano-guinéenne telle que *Uapaca togoensis* diminuent à HR2A puis disparaissent complètement au cours de HR2B.

Alors que l'étude de la sédimentation alluviale et des charbons suggère une aridification du climat, les vestiges archéologiques témoignent d'un développement des pratiques agricoles et d'un accroissement de la pression anthropique sur l'environnement. Paradoxalement, l'étude du contenu phytolithique des archives sédimentaires de HR2AB montre le développement d'une forêt fermée dans le fond de vallée. Les phytolithes suggèrent ainsi une fermeture du paysage entre HR1B et le début de HR2. En revanche, les phytolithes carbonisés en nette augmentation s'accordent avec les autres données paléoenvironnementales

qui indiquent une reprise accrue de la pratique du feu par les populations, vraisemblablement en raison d'une biomasse de nouveau plus importante. Ainsi, l'étude multi-proxies de ces dépôts alluviaux soulève un paradoxe et rend difficile l'interprétation paléoenvironnementale. La fermeture de la végétation du fond de vallée malgré une anthropisation croissante du milieu à Ounjougou peut s'expliquer par un éloignement de ces populations d'agriculteurs, installées plutôt sur les interfluves environnants. Malgré une baisse des nappes phréatiques, le fond de vallée, toujours en eau une partie de l'année peut contraindre le développement des populations, notamment celles qui développent des activités pastorales comme c'est encore le cas en zone soudano-guinéenne (chapitre 1). La fermeture et l'enfrichement de ces paysages semblent alors indiquer un abandon du fond de vallée de la part des populations présentes au début de l'Holocène récent 2. Celles-ci se sont vraisemblablement installées de manière permanente sur le site de Kélisogou, localisé en amont du Ravin sud à environ 800 m de la confluence et du fond de vallée (Ozainne, 2013). En revanche, les phytolithes brûlés supposent que la pratique des feux est toujours utilisée dans le fond de vallée.

À **HR2C** (2900-2400 cal. BP ; 900-400 BC), le système fluvial ne présente pas de modifications majeures mis à part une diminution des dépôts de mares dans la sédimentation qui témoigne d'une baisse des nappes et des flux liquides. L'aggradation s'accroît sensiblement dans le fond de vallée (de 2,8 à 3 mm/an). En revanche, la transition HR2B-HR2C se manifeste notamment par les premiers enregistrements d'une sédimentation colluviale sur les interfluves à Ounjougou. Deux sites ont été identifiés pour ce tronçon : Kélisogou, localisé non loin du Ravin sud et Kokolo situé à l'aval. Ils suggèrent une érosion des sols qui a pu être favorisée par une ouverture des paysages sur les versants et par le développement des pratiques agricoles. Les analyses phytolithiques vont dans ce sens puisqu'elles dénotent une nette ouverture du couvert végétal qui passe d'une forêt dense à une végétation de type savane boisée anthropisée. Les analyses anthracologiques sont identiques à celles de HR2AB même si l'espèce soudano-guinéenne *Lophira lanceolata* disparaît des enregistrements. L'accentuation de la saisonnalité est une des raisons évoquées (Eichhorn et Neumann, sous presse).

8.1.4. L'Holocène terminal (2400-0 cal. BP ; 450 BC-1930 AD)

La période de l'Holocène terminal débute par un hiatus sédimentaire de près de 600 ans (**HT1** : 2400-1700 cal. BP ; 450 BC-250 AD). Parallèlement, une incision profonde équivalente à environ 3 mm/an est observée dans les sédiments (Lespez *et al.*, 2011). Si aucune donnée paléoenvironnementale n'est disponible pour cette période en raison de l'absence de sédimentation, il est cependant possible de penser que l'ouverture des paysages de la période précédente, en partie liée au développement des activités agricoles, ait favorisé l'augmentation de la charge solide disponible sur les interfluves environnants. Ainsi, cette incision correspond plutôt à la répétition de crues brutales au sein d'un bassin versant plutôt sensible. L'absence de dépôts sur environ sept siècles suggère aussi un niveau des nappes très bas.

Les périodes suivantes (**HT2-HT5** : 1630-450 cal. BP ; 350-1500 AD) sont marquées par un exhaussement important du lit fluvial (de 2 à 3 mm/an) qui suppose des débits solides notables et une forte mobilisation des sédiments des versants du bassin versant. De même, elle suppose une recharge des aquifères. La nature sédimentaire des dépôts est identique à HR2C avec une sédimentation rythmée saisonnière au sein d'une plaine alluviale plus ou moins humide (**HT2 et HT4**). Ces dernières sont entrecoupées de sédiments plus détritiques et grossiers suggérant des périodes d'activités hydrologiques plus énergiques et morphogènes (**HT3 et HT5**). Parallèlement, on remarque à partir de **HT3** (1320-910

cal. BP ; 500-1000 AD), le développement d'une sédimentation colluviale importante. Ainsi, l'augmentation du bilan de la sédimentation alluviale associée à l'accroissement des dépôts colluviaux témoignent d'une érosion importante des sols. L'analyse du contenu phytolithique des dépôts de chenaux de **HT4** (920-690 cal. BP ; 1000-1250 AD) soutient cette interprétation puisqu'elle indique une végétation de type savane arborée et arbustive anthropisée. Ainsi, on observe une ouverture des paysages qui s'accroît depuis la fin de l'Holocène récent et qui est marquée par les pratiques agro-pastorales. En raison de la pauvreté du couvert végétal et du travail de la terre, les sols sont plus exposés au processus de ruissellement lors de la saison des pluies et donc à un apport sédimentaire important dans le fond de vallée.

Au cours de **HT6** (450-24 cal. BP ; 1500-1936 AD), le système fluvial enregistre une nouvelle métamorphose avec le développement d'une sédimentation palustre. Ces dépôts suggèrent un fond de vallée saturé en eau et soulignent le caractère peu drainant du milieu. Les analyses phytolithiques ne présentent pas de changement notable pour le couvert végétal puisqu'elles indiquent toujours une végétation de type savane arborée et arbustive anthropisée. Ainsi, le changement du style fluvial semble plutôt corrélé à une modification hydro-climatique ou à une modification géomorphologique locale. Les informations disponibles suggèrent que le colluvionnement actif des périodes précédentes a favorisé le colmatage du fond de vallée, expliquant la difficulté de drainage au niveau de la confluence. Le développement d'une zone palustre en amont est rendue possible grâce à un niveau élevé des nappes phréatiques.

Cette dynamique palustre est interrompue au début du **20^e siècle** par une phase d'érosion et d'incision brutale du Yamé dans les dépôts situés à l'aval de la confluence et au changement du tracé de ce dernier. Ici, le facteur explicatif principal est d'origine hydro-climatique avec comme pour 2007, une crise brutale morphogène capable en l'espace de quelques heures ou quelques jours de transformer le système fluvial. Suite à cet événement, on observe un retour vers une dynamique fluviale avec un système à chenal divaguant au sein d'une plaine alluviale.

8.2. La moyenne vallée

Les archives sédimentaires de deux tronçons ont été étudiées dans la moyenne vallée à Doucombo et à Fiko. Une sédimentation d'origine colluvio-alluviale se développe à partir du début de l'Holocène Récent (HR1A) (Fig.8.2 et 8.3). De nombreux paléosols viennent interrompre cette sédimentation à Fiko notamment (Fig.8.3).

8.2.1. L'Holocène récent (5320-2400 cal. BP ; 3370-400 BC)

Les pédosédiments les plus anciens ont été observés en rive droite à Allaye-Kokolo. Il s'agit de dépôts limono-sableux ocre-rouge, d'origine colluviale mais qui ont subi une pédogénèse datée de la période **HR1** (5320-4000 cal. BP ; 3370-2000 BC). Ce paléosol, marqué par un lessivage important des oxydes de fer, peut être associé à un sol ferrugineux lessivé (Petit, 1990). Selon P. Michel (1973), ce type de sol se développe sous un climat à saison alternée soudanien avec une pluviométrie annuelle de 750 à 1200 mm. Ainsi, ce pédosédiment suggère un climat plus humide au cours de HR1. L'étude du contenu phytolithique de ce sol le confirme indiquant une végétation de type forêt dense. On observe notamment une part non négligeable de phytolithes d'*Oxytenanthera abyssinica*. Le développement de ce type de sol ainsi que la

végétation fermée traduisent une période favorable à la pédogénèse dans un contexte où le système fluvial devrait avoir un fonctionnement plus régulier et stable.

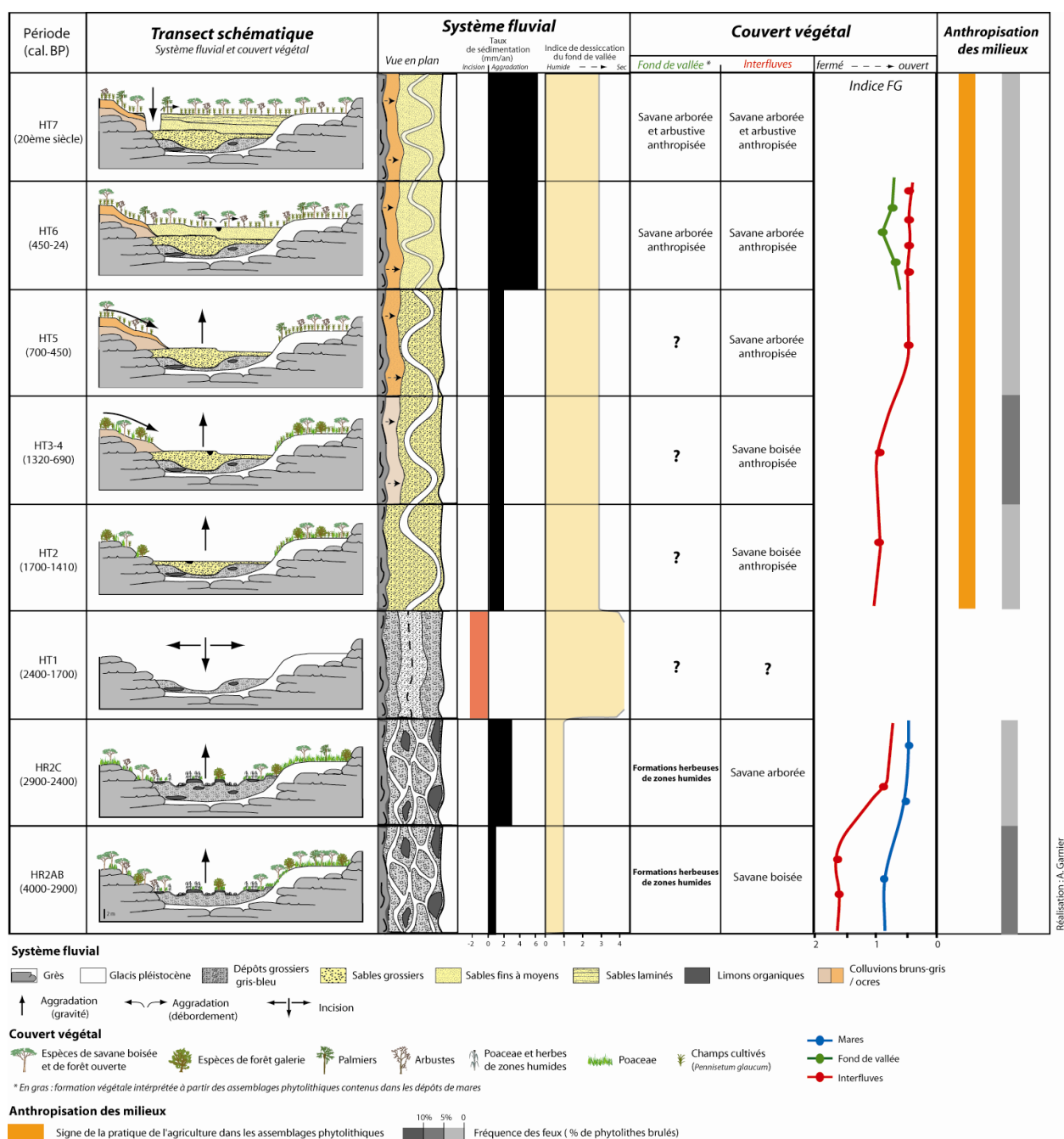


Figure 8.2 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Doucombo

Les dépôts de **HR2** (3770-2400 cal. BP ; 1770-400 BC) ont été identifiés pour les deux tronçons de la moyenne vallée. À Doucombo, le début de l'aggradation alluviale indique un système de sédimentation grossier avec une bande active constituée de bancs sablo-graveleux longés de mares permanentes. L'absence de tâches d'oxydation et la couleur gris-bleu des sédiments témoignent d'un niveau élevé des nappes phréatiques pour cette période. Les assemblages phytolithiques issus de ces sédiments le confirment puisque la végétation qui s'impose correspond à des formations herbeuses de zones humides. Ainsi, le fond de vallée est occupé à la fois par des chenaux divagants, suggérant des dynamiques hydrologiques importantes, et des

zones humides latérales. La granulométrie des séquences sableuses ainsi que l'aggradation du fond de vallée sont la preuve d'écoulements énergiques comportant une charge solide élevée. La végétation des interfluvés s'ouvre sensiblement au cours de cette période passant d'une savane boisée au début de HR2 à une savane arborée à HR2C. Cette ouverture explique sans doute l'augmentation des débits liquides et solides et le début de l'enregistrement d'une sédimentation alluviale dans le fond de vallée alors que dominaient préalablement des dynamiques d'incision aux dépens des formations pléistocènes.

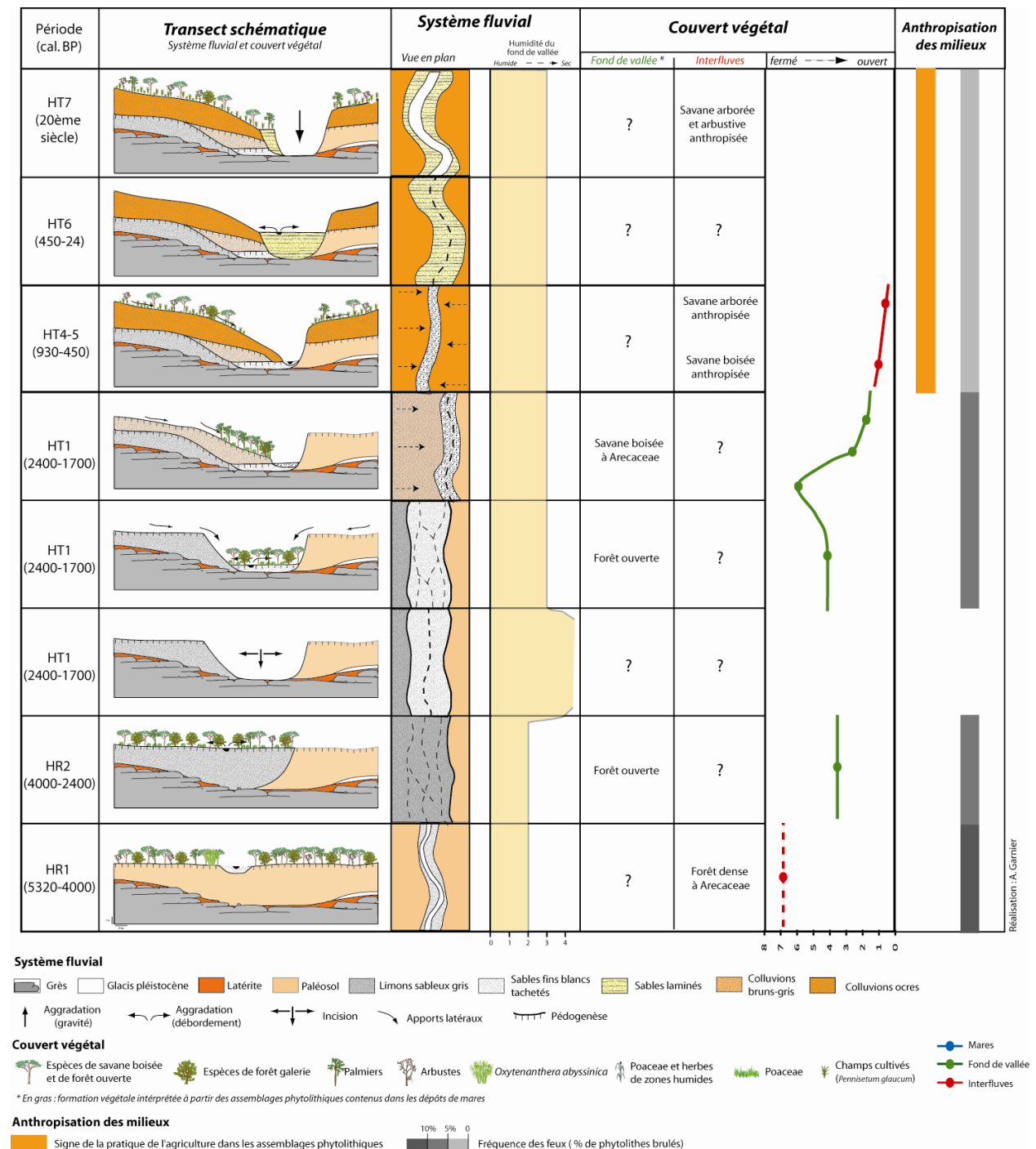


Figure 8.3 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Fiko

À Fiko, une plaine alluviale humide se développe tout au long de cette période. La couleur gris-bleue des sédiments a permis de décrire un paléosol de type gley suggérant un milieu réducteur et un niveau élevé

des nappes phréatiques. La granularité fine de ces sédiments d'origine alluviale et le développement d'une pédogenèse indiquent un milieu stable avec des écoulements lents et peu morphogènes et un couvert végétal fermé. Ces observations convergent avec les résultats de l'analyse phytolithique qui suggèrent le développement d'une forêt ouverte dans le fond de vallée. Les paysages de fond de vallée, un peu plus ouverts à Doucombo, peuvent expliquer une granularité plus grossière pour ce tronçon alors que ceux de Fiko, plus fermés, favorisent la stabilité du paysage et ainsi la formation d'un paléosol. Cependant, le développement de ce paléosol suggère aussi une diminution de l'activité alluviale, des crues débordantes ainsi que des dynamiques d'incision.

8.2.2. L'Holocène terminal (2400-0 cal. BP ; 400 BC-2007 AD)

Le début de l'Holocène terminal est marqué par une interruption de la sédimentation à Doucombo. Le dispositif sédimentaire témoigne même d'une incision importante dans les dépôts antérieurs, de l'ordre de 2 mm/an. En revanche, à Fiko, les archives sédimentaires datées de **HT1** (2400-1700 cal. BP ; 400 BC-300 AD) sont riches en informations et permettent une première interprétation de l'évolution des paléoenvironnements pour cette période charnière. Trois étapes peuvent être reconnues. Premièrement, une incision de plusieurs mètres est observée dans les dépôts antérieurs. Cette incision est comme pour les tronçons précédents plutôt associée à une dynamique érosive exceptionnelle. Aucun signe de fermeture de la végétation n'étant enregistré et les matériaux étant toujours disponibles sur les versants, il semblerait alors que cette profonde incision soit le résultat de l'action de puissantes averses orageuses sur des sols dépourvus de végétation. Dans un deuxième temps, des dépôts colluvio-alluviaux viennent colmater le fond de vallée. Ils témoignent à la fois d'une dynamique hydrologique longitudinale faible avec des dépôts de débordements relativement fins mais aussi d'une dynamique érosive sur les interfluves puisque des fragments de sols ont été identifiés dans ces sédiments. L'analyse micromorphologique de ces dépôts traduit une pédogenèse postérieure à leur mise en place. Les résultats de l'analyse des phytolithes contenus dans ces dépôts indiquent une forêt galerie ouverte dans le fond de vallée. Même si aucune information sur la végétation des interfluves n'est disponible, les dynamiques de colluvionnement observées suggèrent une végétation plus ouverte. Enfin, les archives sédimentaires de Fiko enregistrent une deuxième phase de colluvionnement qui témoigne d'une crise érosive notable sur les interfluves avec un apport sédimentaire originaire des versants important. La formation d'un paléosol aux dépens de ces sédiments indique ensuite une phase de stabilité paysagère avec une végétation suffisamment dense pour protéger le sol. Le peu d'impuretés observées lors de l'étude micromorphologique souligne aussi le caractère couvert de la végétation. Il semble qu'à la fin de cette période, la reconquête de la végétation ait permis la stabilisation et la pédogenèse de ces sédiments. L'analyse phytolithique le confirme puisqu'elle révèle une forêt galerie à *Arecaceae*. Ainsi, pour la période HT1, les archives sédimentaires de Fiko témoignent, dans un premier temps, d'une instabilité paysagère avec des crises érosives suggérées par une incision du cours d'eau dans les dépôts antérieurs puis par des phases successives de colluvionnement importantes. Dans un second temps, la pédogenèse de ces dépôts indique des phases de stabilité paysagère et/ou de faible dynamique fluviale.

Des archives sédimentaires datées de **HT2** (1700-1410 cal. BP ; 300-500 AD) ont été observées à Doucombo. Elles correspondent à des dépôts de chenaux typiques d'un style fluvial à méandres qui est le résultat d'une augmentation des débits liquides. En revanche, l'aggradation du lit fluvial (1,6 mm/an) suggère une charge solide toujours conséquente mais inférieure aux débits liquides (Fig.8.2). Cette augmentation des débits liquides reflète un changement climatique ainsi qu'une modification du couvert végétal du bassin versant. L'analyse phytolithique suggère une formation relativement ouverte de type

savane boisée anthropisée sur les interfluves. Celle-ci peut être aussi à l'origine d'une augmentation des débits liquides.

Les conséquences du développement des pratiques agricoles sur les interfluves suggéré par les assemblages phytolithiques s'observent pour les périodes suivantes avec la mise en place de formations colluviales. L'analyse phytolithique témoigne d'une formation végétale de type savane boisée anthropisée sur les interfluves jusqu'à la période HT5 (700-450 cal. BP ; 1250-1500 AD). À Fiko, le colluvionnement est très marqué à partir de HT4 (930-690 cal. BP ; 1000-1250 AD). La végétation de type savane boisée anthropisée s'ouvre ensuite à **HT5** puisqu'elle se transforme en savane arborée et arbustive anthropisée. Il en est de même à Doucombo qui est marqué pour la même période par un enregistrement de dépôts colluviaux et le développement d'une végétation de type savane arborée et arbustive anthropisée. On assiste également, à une tendance marquée par l'aggradation de la plaine alluviale. Ainsi, pour ces deux tronçons de la moyenne vallée, la période **HT4** marque une nouvelle transformation des environnements fluviaux avec une augmentation de l'aggradation du fond de vallée et le développement d'un colluvionnement très important. Il est possible de faire le lien avec le développement des pratiques agricoles. Ces dernières, associées à la pratique régulière des feux de brousse ont dû affaiblir durablement la couverture végétale et favoriser l'érosion des sols. À Fiko, l'agriculture n'est pas le seul facteur à prendre en compte dans la genèse des colluvions. En effet, cette période est caractérisée par l'arrivée de groupes maîtrisant la métallurgie du fer. À Fiko, la production du fer a été conduite au même endroit pendant plus de 1000 ans (7^e-20^e siècles) suggérant une forte consommation du bois. La conséquence réside dans une dégradation importante de la végétation ligneuse et la sélection de certaines espèces. B. Eichhorn (2012) a mené une analyse anthracologique des charbons prélevés dans les déchets métallurgiques afin d'étudier le combustible choisi et l'évolution de la végétation ligneuse. Les espèces choisies telles que *Prosopis africana*, *Terminalia* sp. *Vitellaria paradoxa* possédant une densité élevée du bois, ont été privilégiées pour l'activité métallurgique. Elle observe également une diminution progressive de ces espèces au profit d'espèces capables de rejeter des souches telles que *Pterocarpus lucens* ou les espèces de Combretaceae. Cette évolution apparaît comme la conséquence écologique de la production intensive de fer sur le long terme même si les autres facteurs, qu'ils soient climatiques ou anthropiques, doivent être considérés (Eichhorn, 2012). Les espèces qui s'imposent sont également caractéristiques des milieux dégradés et confirment ainsi le développement de sols soumis à une érosion importante.

La période **HT6** (450-24 cal. BP ; 1500-1936 AD) est caractérisée par une accélération de l'aggradation du fond de vallée qui atteint environ 6 mm/an et témoigne d'apports solides notables. La nature sédimentaire des dépôts suggère un apport plus fin des sédiments par des débordements saisonniers dans la plaine alluviale. Cette sédimentation importante peut être mise en relation avec une ouverture croissante des paysages suite au développement de l'agriculture. Désormais, que ce soit sur les interfluves ou dans le fond de vallée, la végétation est caractérisée par une savane arborée et arbustive anthropisée comme c'est le cas aujourd'hui. L'agriculture a dû favoriser l'érosion des sols et l'augmentation des débits solides.

Enfin, la période **HT7** (post 1936 AD) est marquée à Doucombo comme à Fiko par une incision verticale et une érosion latérale de plusieurs mètres. Ensuite, un exhaussement du fond de vallée peut être observé avec le développement d'un style fluvial avec un chenal unique à large bande active divagante.

8.3. La Basse vallée

Dans la basse vallée, la sédimentation est épaisse mais relativement récente puisque les datations les plus anciennes suggèrent une mise en place des dépôts au début de HR2 (4000-2900 cal. BP ; 2000-900 BC). Les tronçons étudiés correspondent aujourd'hui à différents milieux de sédimentation avec des environnements fluviaux dans l'axe de la vallée à Baïma et Samoloye (Fig.8.4 et 5) et des milieux marginaux fluvio-lacustres à Goundaka (Fig.8.6) et Bandiougou (Fig.8.7).

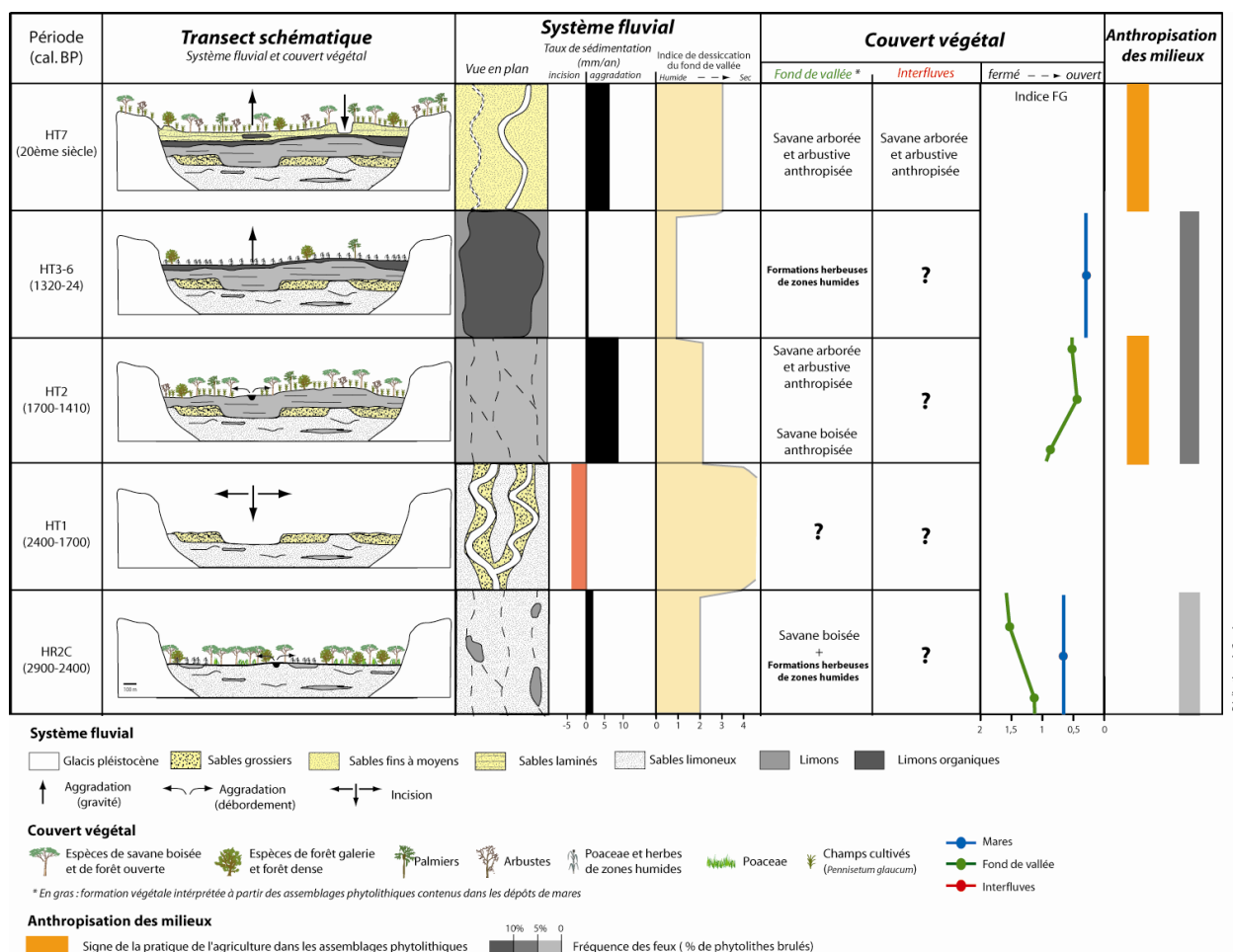


Figure 8.4 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Baïma

8.3.1. L'Holocène récent 2 (4000-2400 cal. BP ; 2000-400 BC)

Pour le début de **HR2** (4000-2900 cal. BP ; 2000-900 BC), la sédimentation reflète à Bandiougou et Goundaka une large plaine alluviale humide avec des mares permanentes. La nature sédimentaire relativement fine et marquée par des traces de réduction du fer (couleur blanc-vert de gris) suppose un niveau des nappes phréatiques élevé et un milieu mal drainé. Les analyses phytolithiques indiquent une végétation de type savane boisée à Goundaka alors qu'à Bandiougou elle est un peu plus fermée (forêt ouverte). À Baïma, aucun dépôt n'a été associé à cette période. En revanche, à Samoloye, des dépôts grossiers détritiques ont vraisemblablement été mis en place au cours de **HR2**. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux dont la géométrie reflète un style fluvial à méandres.

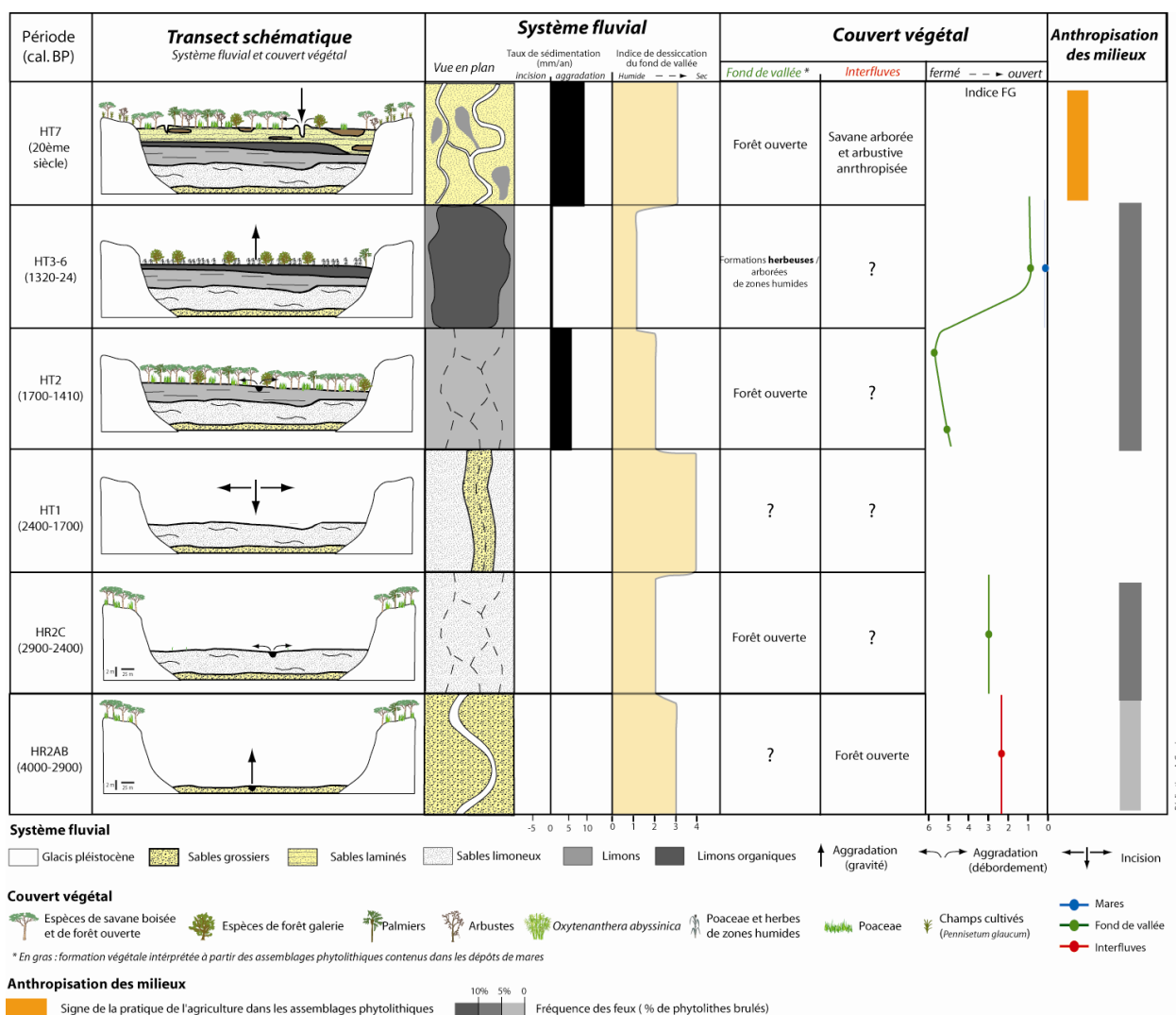


Figure 8.5 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Samoloye

Au cours de **HR2C** (2900-2400 cal. BP ; 900-400 BC), les archives sédimentaires témoignent d'une transformation du système fluvial et du couvert végétal. À Goundaka, les sédiments plus grossiers suggèrent un système fluvial plus énergétique avec un style à méandres alors que les phytolithes permettent l'identification d'une végétation relativement fermée sur les interfluvies avec une forêt ouverte. Le taux de sédimentation n'a pas pu être calculé en raison du nombre insuffisant de datations. À Bandiougou, l'augmentation du bilan hydrologique est suggérée par la formation de dépôts lacustres qui indiquent une expansion du lac à l'est du transect. Les phytolithes révèlent une végétation arborée sur les zones humides bordant le lac. À Baïma et Samoloye, on observe le même faciès sédimentaire qui indique une large plaine alluviale palustre avec la présence de quelques mares à Baïma. Ces dépôts fins transportés par débordements (*flood out*) témoignent d'une dynamique alluviale calme et peu morphogène et d'un niveau élevé des nappes phréatiques. L'aggradation relativement importante du fond de vallée (2 mm/an) révèle un apport sédimentaire notable du bassin versant. Si le système fluvial est identique pour ces deux tronçons, les phytolithes dévoilent une végétation un peu plus fermée à Samoloye avec une formation de forêt ouverte dans le fond de vallée contre une savane boisée à Baïma. Pour ce dernier tronçon, les phytolithes des dépôts argilo-limoneux indiquent qu'une formation herbeuse de zones humides se développe autour des mares.

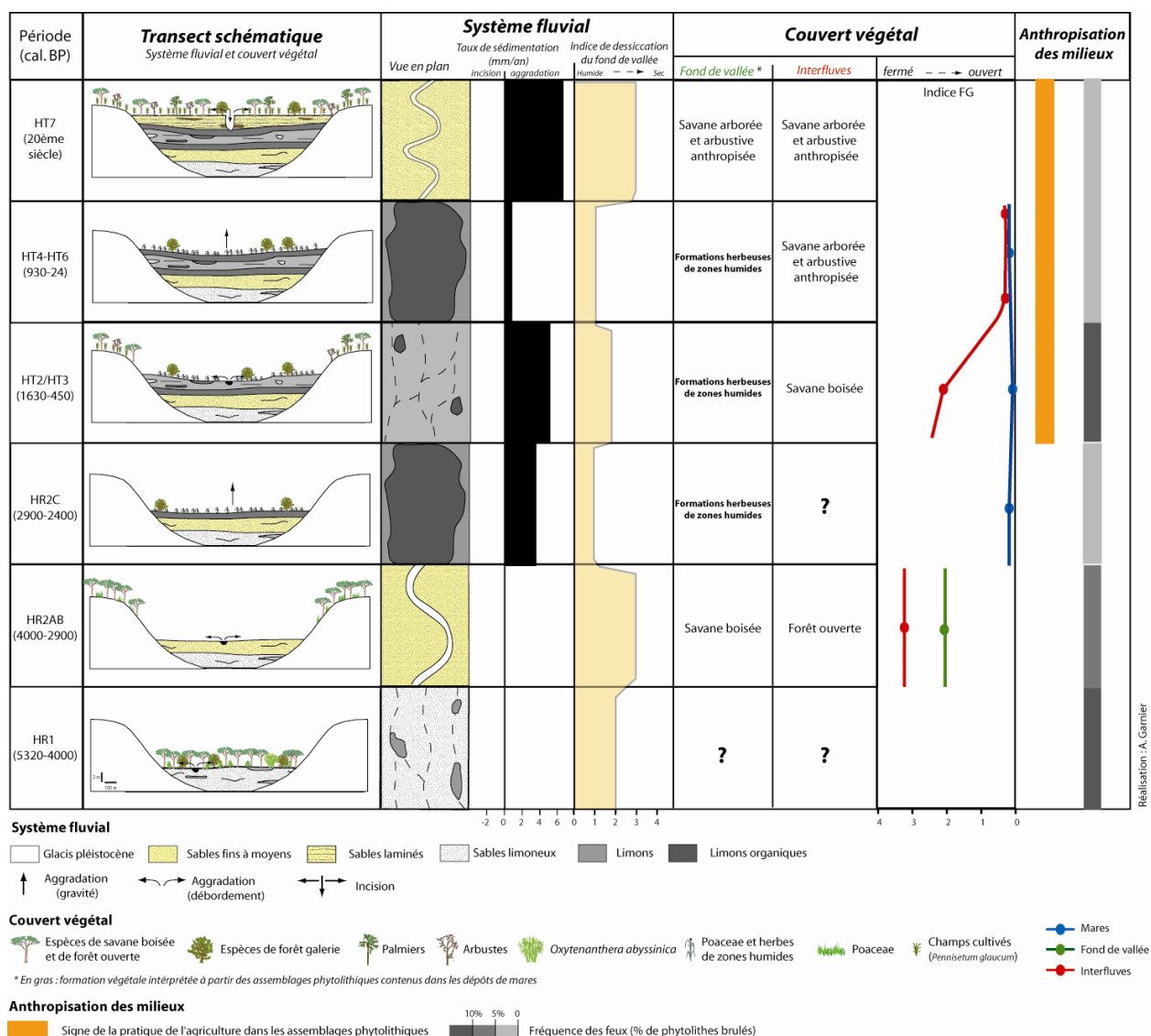


Figure 8.6 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Goundaka

8.3.2. L'Holocène terminal (2400-0 cal. BP ; 400 BC-2007 AD)

La période suivante (**HT1** : 2400-1630 cal. BP ; 400 BC-300AD) marque un tournant dans l'évolution du système fluvial de la basse vallée. On observe un hiatus sédimentaire à Goundaka ainsi qu'à Samoloye alors qu'à Baïma, malgré une nette incision dans les dépôts antérieurs (-4 mm/an), quelques dépôts de chenaux subsistent. D'une manière générale, l'incision suggère une diminution des apports solides. En revanche, il est certain qu'une fourniture sédimentaire est toujours disponible sur les interfluvés. Ainsi, le déclenchement de l'incision du chenal dans les dépôts antérieurs est plutôt le résultat d'une diminution des précipitations et de l'action des événements hydrologiques brutaux rares comme pour les tronçons précédents. Des dépôts ont cependant été datés de HT1 à Bandiougou. Ils correspondent à des sédiments fins sableux mis en place par débordements au sein d'une vaste plaine alluviale palustre et témoignent d'une diminution des apports liquides avec la disparition de la zone humide permanente. La végétation rivulaire est caractérisée par des reliques forestières soudanaises.

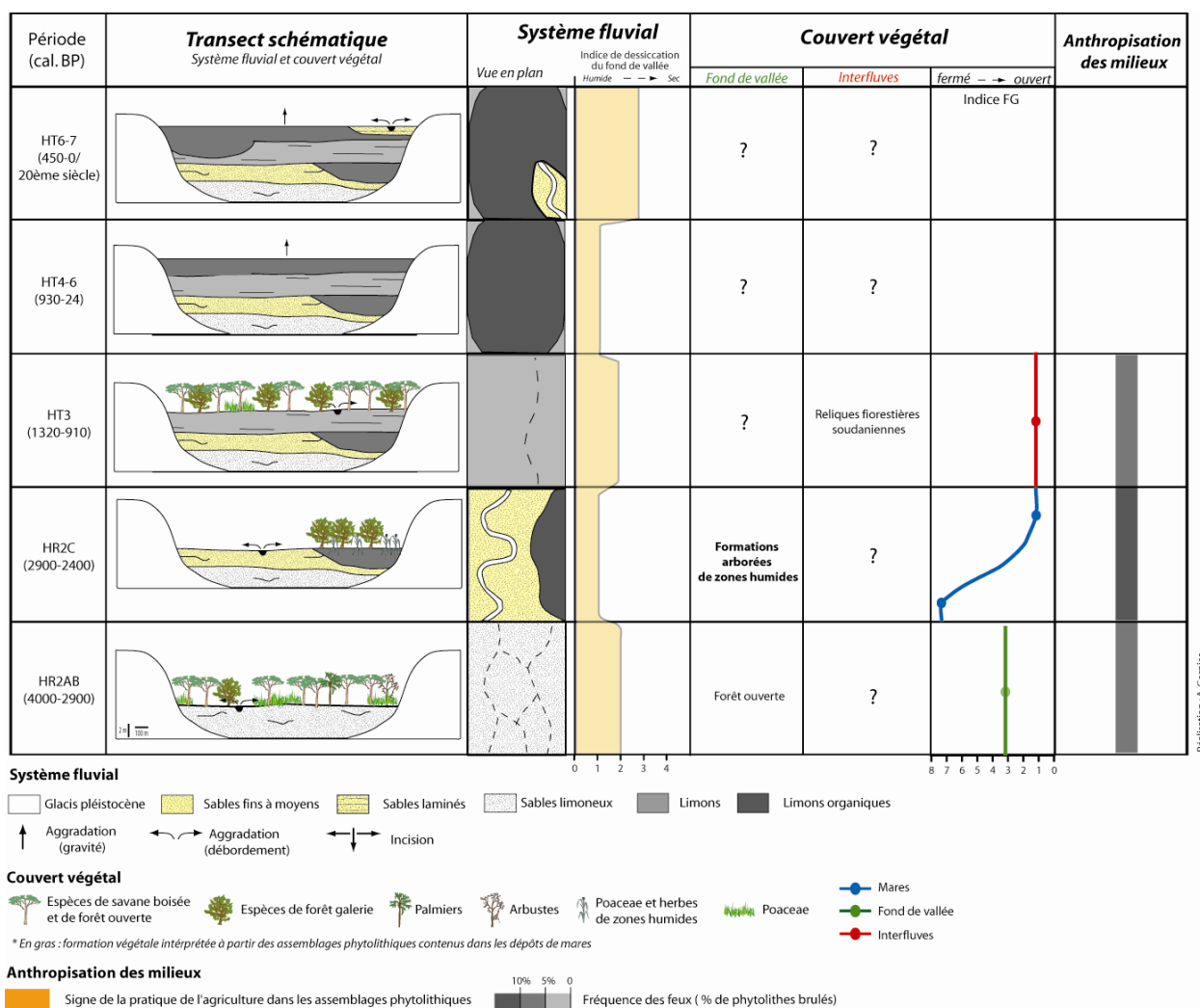


Figure 8.7 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Bandiougou

À HT2 (1630-1410 cal. BP ; 300-500 AD) on enregistre de nouveau une sédimentation pour l'ensemble des tronçons. À Bandiougou et Goundaka, les dépôts sont à nouveau d'origine palustre. Cependant, à Goundaka, le système lacustre ne dure que le temps de HT2. Par rapport à la période précédente, ces dépôts indiquent un niveau des nappes phréatiques plus élevé. À Goundaka, on a pu calculer un taux d'aggradation de 3,7 mm/an. La végétation est caractéristique du milieu de sédimentation puisque les phytolithes suggèrent une formation herbeuse de zone humide. À Baïma et Samoloye, le même faciès sédimentaire a été identifié dévoilant une sédimentation de plaine alluviale marécageuse. Le taux d'aggradation, qui atteint 8,7 mm/an à Baïma et 5,8 mm/an à Samoloye, est élevé pour cette période. Ainsi, on observe d'une part, une réactivation du système fluvial par rapport à la période précédente, suggérant des flux liquides plus importants et surtout plus réguliers. En revanche, l'exhaussement de la plaine alluviale témoigne d'un apport sédimentaire venant du bassin versant très important notamment à Baïma. Cela peut être mis en relation avec une ouverture des paysages dans le fond de vallée de la période précédente mais aussi au cours de cette période puisque les phytolithes indiquent le passage d'une formation végétale de savane boisée anthropisée à une savane arborée et arbustive anthropisée pour les dépôts de la fin de HT2. Cette ouverture du fond de vallée peut être liée soit à un changement climatique ou alors à une pression anthropique croissante sur le milieu. Les défrichements nécessaires au développement de

l'agriculture ont ainsi donné lieu à un accroissement de l'érosion anthropique et à une augmentation de la part relative de la charge solide dans le bilan de la sédimentation alluviale.

Au cours des périodes suivantes (**HT3-HT4** : 1320-910 cal. BP ; 500-1250 AD), les archives sédimentaires de Goundaka révèlent une diminution de la zone humide et le développement d'une plaine alluviale marécageuse qui s'assèche une partie de l'année comme le montre l'oxydation des sédiments. Ce tronçon représente donc la marge du lac encore présent à Bandiougou. En revanche, les phytolithes révèlent à Goundaka une végétation toujours associée à un milieu de zones humides. Le taux d'aggradation est important avec 5 mm/an. Il témoigne de débits solides effectifs. Malheureusement, aucune information sur le couvert végétal n'est disponible pour les interfluves. Au cours des périodes suivantes (**HT5-HT6** : 700-24 cal. BP ; 1250-1936 AD), on observe de nouveau une sédimentation palustre pour le tronçon de Goundaka, indiquant un niveau élevé des nappes. La végétation du fond de vallée est identique à celle de la période précédente avec des formations herbeuses de zones humides. En revanche, sur les interfluves, la végétation est typique d'une savane boisée anthropisée et indique une anthropisation des milieux au travers des pratiques agricoles.

À Baïma et Samoloye, pour l'ensemble de cette période (**HT3-HT6** : 1320-24 cal. BP ; 500-1936 AD), la sédimentation est identique avec des dépôts fins et organiques déposés dans des milieux palustres. L'analyse phytolithique le confirme avec une végétation herbeuse hygrophile alors que s'impose sur les marges de cette zone humide une végétation arborée (Fig.8.7). Cette dernière peut être interprétée comme la couronne de végétation temporairement submergée au cours de l'année et permettant ainsi le développement d'espèces ligneuses hygrophiles.

La dernière période (**HT7** : post 1936 AD) est caractérisée par une reprise de l'activité fluviale pour l'ensemble des tronçons y compris celui de Bandiougou. L'aggradation du fond de vallée est très important atteignant 6 mm/an à Baïma et jusqu'à 9 mm/an à Samoloye. Elle suggère un apport sédimentaire conséquent, notamment pour Samoloye dont la végétation est restée longtemps fermée.

8.4. Le Delta intérieur du Niger

Les archives sédimentaires du tronçon de Sampara, localisé à seulement quelques kilomètres de la confluence du Yamé avec le Niger, sont marquées par une forte variabilité de la dynamique hydro-sédimentaire au cours des derniers millénaires. D'origine alluviale quand ils sont mis en place par le Yamé ou bien palustre lorsque le niveau des nappes remonte, sans doute sous l'influence du Delta intérieur du Niger, les dépôts de Sampara apportent des informations sur les dynamiques paléoenvironnementales de ces deux systèmes fluviaux et des relations qu'ils ont entretenues. La sédimentation s'échelonne entre le début de l'Holocène Récent et aujourd'hui (Fig.8.8).

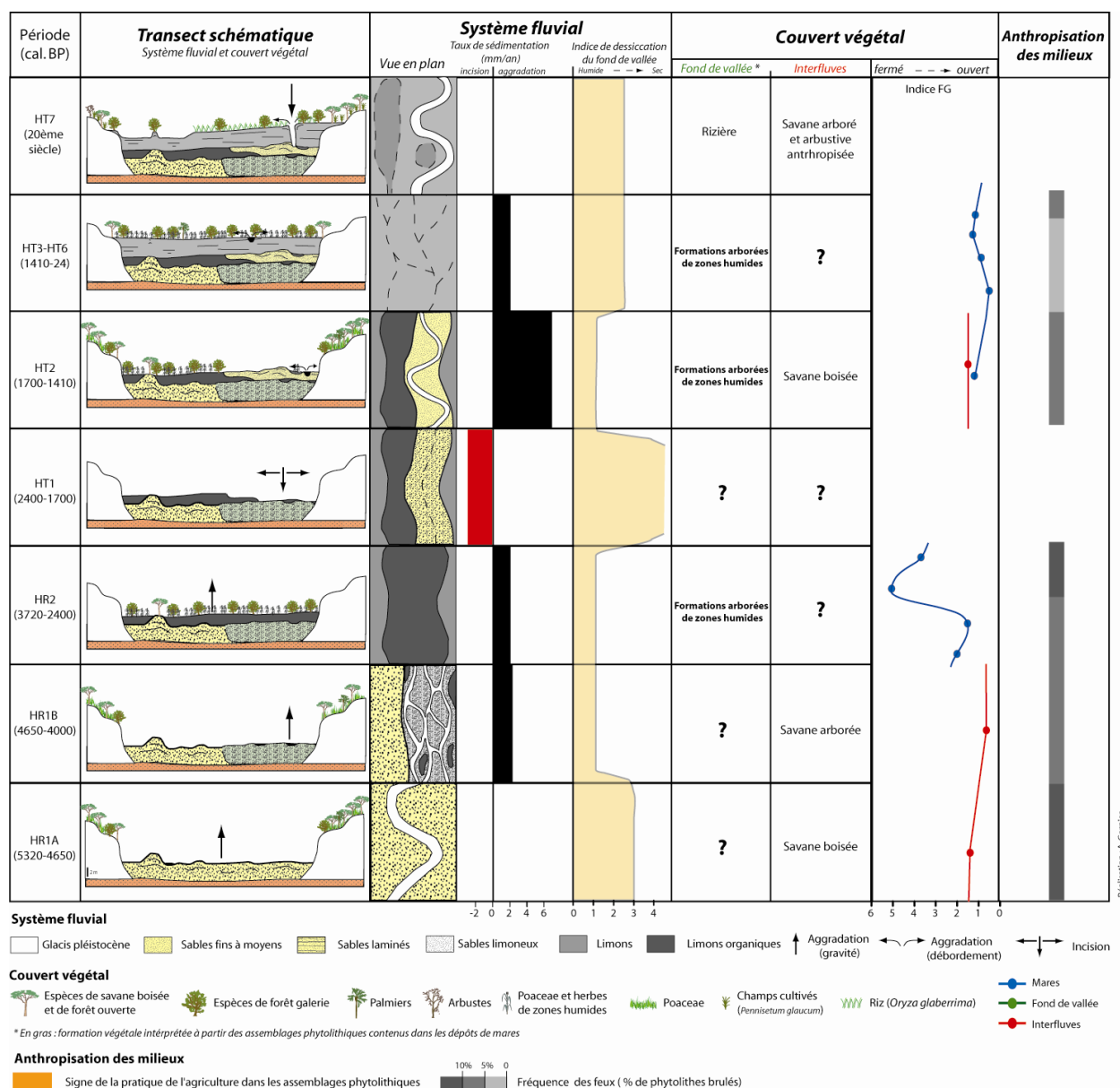


Figure 8.8 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Sampara

8.4.1. L'Holocène Récent (5320-4000 cal. BP ; 3370-2000 BC)

À la base de la sédimentation, les formations détritiques sableuses et le dispositif sédimentaire indiquent une large bande active parcourue par un chenal à méandre divaguant pour la période **HR1A** (5320-4650 cal. BP ; 3370-2700 BC). Le style fluvial identifié suggère une augmentation des débits liquides. Cependant, l'aggradation du fond de vallée reflète une charge solide élevée. La granularité des sédiments suppose une compétence moyenne du cours d'eau ainsi qu'une couverture relativement dense des interfluvies environnants. En effet, le nombre relativement abondant de phytolithes carbonisés révèle une végétation de type savane boisée parcourue par des feux.

Le contact avec la séquence suivante, datée de **HR1B** (4650-4000 cal. BP ; 2700-2000 BC), est clairement érosif et suggère une crise hydrologique avec des débits liquides supérieurs aux entrées sédimentaires. Cette incision est ensuite colmatée par une sédimentation grossière, caractéristique d'un

système à chenaux divagants au sein d'une bande active constituée de bancs sablo-graveleux et de mares permanentes. Malgré un rétrécissement du chenal par rapport à la période précédente qui suggère une augmentation des apports sédimentaires, le niveau des nappes phréatiques augmente avec le développement de nappes d'eau permanentes. Au contraire, la végétation des interfluves, plus ouverte de type savane arborée, témoigne d'un assèchement. Cette ouverture des paysages peut être liée à l'augmentation des débits solides et à l'aggradation du fond de vallée qui atteint 2 mm/an.

La période suivante montre un changement net du faciès sédimentaire et témoigne d'une nouvelle métamorphose du système fluvial. En effet, les caractéristiques sédimentaires de **HR2** (3720-2400 cal. BP ; 1770-400 BC) indiquent le passage d'un milieu fluvial à un milieu palustre avec le développement d'une large zone humide occupant l'ensemble du fond de vallée. L'enregistrement phytolithique marque aussi une évolution avec un peuplement végétal associé aux milieux humides et dominé par les ligneux. Ainsi, la sédimentation et le couvert végétal suggèrent une augmentation considérable du niveau des nappes pour cette période. Ce milieu humide mais calme favorise néanmoins une aggradation qui atteint ici environ 2 mm/an. On remarque à la fin de cette sédimentation palustre une augmentation des phytolithes carbonisés qui indiquent le développement des feux qui gagnent même la végétation de fond de vallée humide, ce qui atteste d'une origine anthropique de ces feux à la fin de la période.

8.4.2. L'Holocène terminal (2400-0 cal. BP ; 400 BC-1936 AD)

Aucune sédimentation n'a été identifiée pour la période **HT1** (2400-1630 cal. BP ; 400 BC-300 AD) mais elle est tout de même caractérisée par une incision de 2,8 mm/an dans les dépôts de l'Holocène récent. Celle-ci suppose une succession d'événements hydrologiques suffisamment puissants et brutaux afin de vidanger une bonne partie des sédiments palustres de HR2.

Ensuite, les dépôts datés de la période **HT2** (1630-1410 cal. BP ; 300-500 AD) correspondent à une sédimentation alluviale sableuse qui suggère un chenal méandrique au sein d'une bande active où se développent des mares résiduelles mais permanentes. Ainsi, cette réactivation du système fluvial indique des écoulements plus énergiques et réguliers. Cependant, l'importance du taux d'aggradation du fond de vallée qui atteint plus de 6 mm/an révèle une charge solide très élevée. Pourtant, le couvert végétal des interfluves et du fond de vallée révélé par les phytolithes est relativement fermé. Cela suppose que ces sédiments ont une origine plutôt longitudinale que latérale.

À partir de **HT3** (1320-910 cal. BP ; 500-200 AD), les faciès sédimentaires observés dans les archives alluviales à Sampara sont identiques à ceux identifiés aujourd'hui ce qui atteste d'une certaine stabilité du système fluvial et des conditions environnementales. Les dépôts témoignent d'une large plaine alluviale submergée saisonnièrement par les crues débordantes du Yamé et qui reste en eau une bonne partie de l'année. L'oxydation des sédiments indique cependant une émergence de ces sédiments au cours de la saison sèche. Ainsi, la végétation est, comme aujourd'hui, caractérisée par des formations arborées de zones humides. Aujourd'hui, profitant des caractéristiques hydrologiques propres à ce milieu, les populations locales développent la riziculture. Malheureusement, les phytolithes ne permettent pas d'indiquer depuis quand cette pratique est développée à Sampara. Des GSCP caractéristiques de la sous-famille des Ehrhartoideae ("Scooped bilobate") ont été identifiés dans les dépôts de Sampara dès le début de l'Holocène Récent (HR2A). Il indique la présence de riz mais il est à ce jour impossible de distinguer le riz sauvage (*Oryza barthii*) du riz domestiqué africain (*Oryza glaberrima*) à partir des assemblages phytolithiques. Concernant la végétation des interfluves, elle est caractéristique d'une savane arborée et arbustive

anthropisée dominée par la culture du mil. Depuis la moitié du 1^{er} millénaire de notre ère, la plaine alluviale a connu une aggradation d'environ 1,9 mm/an.

Conclusion

La connaissance, à la fois des dynamiques hydro-sédimentaires et du couvert végétal des interfluves et du fond de vallée, et leur mise en relation est un atout considérable dans la compréhension du fonctionnement de l'hydrosystème sur le temps long. À l'échelle du tronçon, la variation des entrées liquides et solides dans le système fluvial a été confrontée aux conditions environnementales locales du bassin versant ce qui a permis d'émettre des premières hypothèses quant à la nature des variables de contrôles qui agissent sur l'hydrosystème. L'étape suivante consiste à les discuter et à les mesurer à l'échelle du bassin versant puis enfin à l'échelle régionale.

Histoire des paysages fluviaux depuis 7000 ans dans le bassin versant du Yamé

Introduction

La confrontation des dynamiques hydro-sédimentaires avec celles du couvert végétal dans le chapitre précédent a permis d'émettre les premières hypothèses sur l'origine des ajustements du système fluvial. L'étape suivante consiste à analyser les temporalités de ces changements pour l'ensemble du bassin versant afin de voir l'étendue spatiale des transformations identifiées à l'échelle des tronçons. Observe-t-on un synchronisme amont-aval de la réponse du système fluvial face au changement des conditions environnementales du bassin versant ? Ou au contraire, l'hétérogénéité spatio-temporelle des réponses permet-elle de révéler des spécificités locales à chaque tronçon ? Il s'agit ainsi de déterminer le poids des facteurs internes et externes qui s'exerce sur chaque tronçon selon la localisation au sein du bassin versant, les caractéristiques propres et la période étudiée.

Nous allons nous intéresser à la réponse du système fluvial lors de crises hydroclimatiques afin de comprendre l'étendue spatiale et la temporalité des modifications du système fluvial. Cette analyse débutera par l'étude des crises décennales des 20^e et 21^e siècles où le contexte à la fois hydro-climatique et sociétal est connu. Dans une deuxième partie, nous examinerons la dynamique des paysages fluviaux de la vallée du Yamé pour les sept derniers millénaires, où des données sont disponibles pour l'ensemble des tronçons. Enfin, nous proposerons une analyse du rythme de détritisme au sein du bassin versant en mettant en évidence les périodes de fort détritisme et leurs causes.

9.1. Constat : La réponse du système fluvial aux changements climatiques et anthropiques du 20^e siècle

Afin de comprendre les modalités spatio-temporelles de la réponse du système fluvial à différents événements climatiques, nous avons fait le choix d'étudier le 20^e siècle, période servant habituellement de référence aux études climatiques puisque l'ensemble des conditions est bien connu. Néanmoins, les données climatiques du dernier siècle sont rares en Afrique de l'Ouest. Concernant notre terrain d'étude, des chroniques pluviométriques, plus ou moins précises selon les années, sont disponibles à partir du début du 20^e siècle alors que les premières photographies aériennes nous permettent d'étudier les modifications du système fluvial pour l'ensemble du bassin versant depuis la fin des années 1960. Dans un premier temps, grâce aux photographies aériennes et images satellites, nous étudierons les modalités de réponse du Yamé suite à la crise décennale des années 1970-1980. Ensuite, nous nous intéresserons au contexte climatique et

environnemental du début du 20^e et 21^e siècle afin de comprendre les processus à l'origine de l'importante incision observée dans l'ensemble du bassin versant et datée du début du 20^e siècle à Ounjougou (Rasse *et al.*, 2006).

9.1.1. La dynamique récente du système fluvial suite à la crise des années 1970-1980

Afin d'appréhender le rôle des différentes variables dans les ajustements morphologiques du Yamé, nous nous sommes intéressés aux répercussions de la sécheresse des années 1970-1980 sur ce dernier. Même si en comparaison avec le continent européen, les archives sont rares pour l'Afrique, des données climatiques et des clichés de l'ensemble de la vallée du Yamé sont disponibles à partir de 1967. Ainsi, nous avons analysé l'évolution du système fluvial entre 1967 et 2007 dans le but d'estimer les différents facteurs responsables des ajustements récents. Seule l'évolution de la forme en plan a pu être considérée car les données disponibles ne permettent pas de reconstituer avec précision l'évolution de la dimension verticale du Yamé (incision, aggradation).

9.1.1.1. Matériel et méthodes

a. Données photographiques et climatiques disponibles

L'analyse spatiale et temporelle de l'évolution de la forme en plan du Yamé s'appuie sur l'étude de quatre séries d'images de 1967 à 2007 (Tab.9.1).

Nature	Mission	Date	Résolution	Spectre/Emulsion	Secteur disponible
Photo aérienne	AOF 1952/20	02/01/1952	5 m	Panchromatique N&B	Basse vallée et aval
Image satellite	Corona-KH4B-1102	12/10/1967	2.5 m	Panchromatique N&B	Ensemble de la vallée
Photo aérienne	AO 891/500	1971	5 m	Panchromatique N&B	Aval
Photo aérienne	?	1986	5 m	Panchromatique N&B	Amont
Image satellite	Landsat 5 TM	13/12/1990	30 m	Multispectral	Ensemble de la vallée
Image satellite	Landsat 7 ETM+	16/10/2001	15m	Panchromatique Couleur	Ensemble de la vallée
Image satellite	Spot 5	11/08/2007	2.5 m	Multispectral	Ensemble de la vallée

Tableau 9.1 : Synthèse des images disponibles pour le bassin versant du Yamé

Il existe des clichés aériens verticaux issus des missions coloniales (clichés de l'AOF de 1952) mais ils ne couvrent malheureusement pas l'ensemble de la vallée du Yamé. Les images satellites accessibles sont certes de moindre qualité mais elles concernent l'ensemble de la zone étudiée. Ainsi, pour ce travail, nous avons utilisé des images avec des résolutions variables, allant des images Landsat qui ont une résolution de 30 m (1990, 2001) à celles à très hautes résolutions (SPOT 5, 2007) en passant par des clichés des satellites espions américains (Corona, 1967) (Tab.9.1). Ces derniers ont une résolution au sol de 2,5 m comme les images SPOT, ce qui permet de les utiliser afin de procéder à une analyse quantitative de l'évolution du système fluvial entre 1967 et 2007. En revanche, les images Landsat dont la résolution est nettement inférieure (15 m pour la panchromatique de 2001 et 30 m pour celle de 1990) ne peuvent être utilisées que pour une analyse qualitative des ajustements morphologiques du Yamé. Elles sont notamment utiles pour affiner la période de métamorphose du système fluvial. Enfin, ces images permettent de diagnostiquer l'évolution du système fluvial au cours de trois périodes climatiques hétérogènes. En effet, entre 1950 et 2007, trois périodes ont été identifiées à partir de la chronique de précipitations à Bandiagara (Fig.9.1).

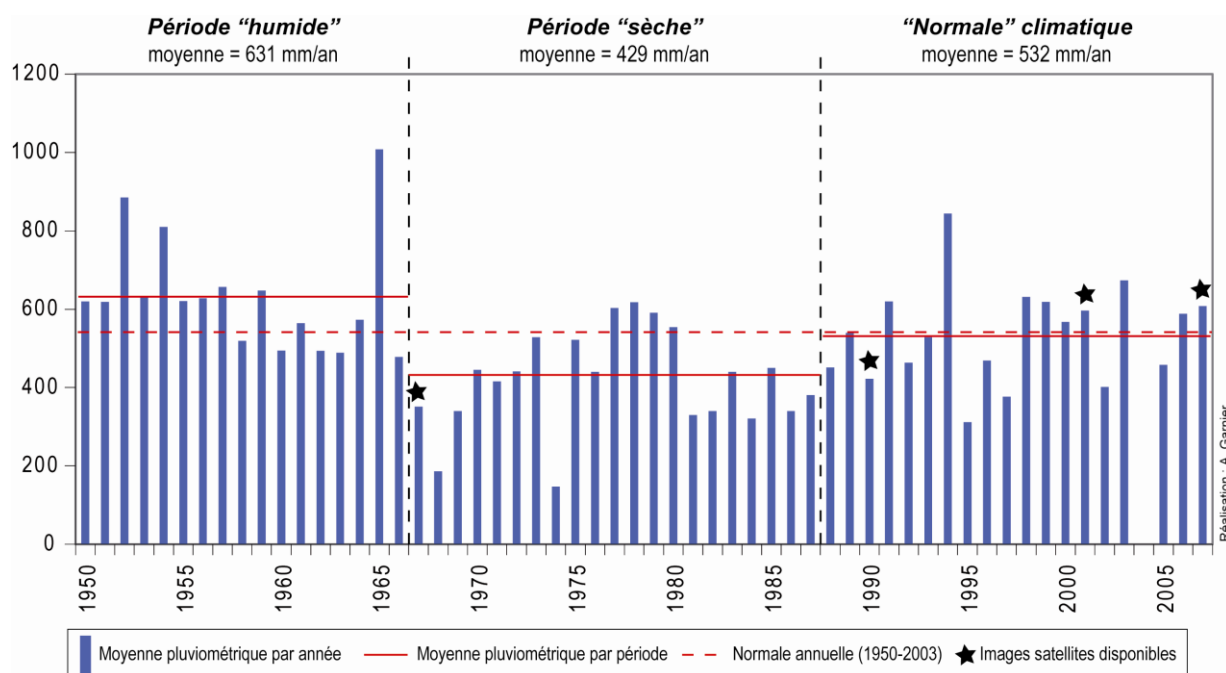


Figure 9.1 : Moyennes pluviométriques de Bandiagara entre 1950 et 2007

- Entre 1950 et 1966, la moyenne pluviométrique atteint 631 mm/an, soit près de 100 mm de plus que la normale annuelle qui est de 537 mm/an¹. Le minimum atteint pour cette période est de 480 mm en 1966 alors que le record pour le siècle est atteint deux années auparavant, en 1965, avec 1008 mm/an (chap.2). Sur les seize années qui constituent cette période, seules quatre se situent en dessous de la normale annuelle. Ainsi, cette phase caractérise une *période « humide »* par rapport à la normale annuelle.
- La période suivante, entre 1967 et 1987, témoigne au contraire d'une *période « sèche »* avec une moyenne pluviométrique de seulement 429 mm/an. Sur les vingt années qui constituent cette période, seules cinq années ont une moyenne pluviométrique identique ou supérieure à la normale séculaire. En outre, 1968 et 1974 enregistrent une moyenne annuelle inférieure à 200 mm. Nous avons à notre disposition des images satellites Corona de 1967, qui nous permettent de caractériser le système fluvial avant les années de sécheresses.
- La troisième période (1987-2007) indique une moyenne pluviométrique proche de la « *normale* » climatique avec 532 mm/an.

b. Méthode d'analyse

Afin d'étudier l'évolution de la forme en plan du Yamé au cours des cinquante dernières années, une analyse quantitative de variables morphologiques a été menée pour 1967 afin de la comparer à celle de 2007, déjà réalisée lors de la caractérisation des différents styles fluviaux (chap. 4). La première étape a été de caler les images Corona à partir de l'image Spot. Afin de limiter la marge d'erreur dans le géoréférencement de ces images liée à la déformation de la photographie et la qualité du recalage, nous avons essayé de choisir des points près du cours d'eau et de les multiplier. Les images Landsat sont, quant à elles, déjà géoréférencées. À cette échelle d'analyse (décennie-séculaire), deux paramètres morphologiques sont particulièrement sensibles à l'évolution des conditions hydrologiques et sédimentaires : la largeur de la bande active et la forme en plan (Knighton, 1984). La délimitation du chenal et des défluent du Yamé ont

¹ Calculée sur la période 1950-2003 (voir chapitre 2).

permis de procéder au calcul de l'indice de sinuosité et du taux d'emprise des chenaux secondaires. La couche vectorielle correspondant à la surface du chenal a été segmentée par tronçons élémentaires de 500 m de linéaire suivant le même patron que celui utilisé pour l'étude contemporaine. Ainsi, il est possible de comparer exactement la même entité spatiale du Yamé entre 1967 et 2007 (chapitre 4).

9.1.1.2. Analyse diachronique de l'évolution en plan du Yamé

a. Une évolution longitudinalement homogène ?

La figure 9.3 présente l'évolution de la largeur moyenne du chenal, de l'indice de sinuosité et de la multiplication des chenaux pour chacun des tronçons de 500 m de long entre 1967 et 2007. Les limites définies pour le système actuel entre les différents secteurs ont été superposées.

D'une manière générale, on observe que ces différentes variables et indices ont évolué de manière hétérogène de l'amont vers l'aval. Même si la largeur du chenal semble augmenter pour l'ensemble des tronçons, son évolution est plus ou moins marquée selon les secteurs. En revanche, l'indice de sinuosité et le taux d'emprise des chenaux secondaires présentent de fortes variations selon les tronçons.

- Le secteur 1 (**S1**) ne présente qu'une faible évolution de l'ensemble des indices. Cela est dû notamment au tracé du chenal qui est confiné dans les anfractuosités du grès qui empêchent toute mobilité latérale et verticale à cette échelle de temps.
- Le secteur 2 (**S2**) indique d'une manière générale une augmentation de la largeur du chenal atteignant +13 % en moyenne. Cependant quelques tronçons témoignent d'une diminution de plusieurs mètres de la largeur du chenal. Enfin, l'indice de sinuosité augmente très légèrement (+0,02 en moyenne).
- Le secteur 3 (**S3**) est caractérisé par une augmentation importante de la largeur du chenal qui atteint +60 % en moyenne. Cette augmentation est particulièrement bien marquée pour les tronçons qui se situent juste après la traversée des barres gréseuses à Kéma où la largeur du chenal augmente de 100 à 200 %. Un tronçon enregistre notamment une augmentation importante de + de 500 %. De même, ces tronçons sont significatifs d'une réduction de l'indice de sinuosité plus importante par rapport aux autres puisqu'ils diminuent de 0,1 à 0,55. En 1967, alors que quatre tronçons enregistrent des valeurs supérieures à 1,5, en 2007, seul un tronçon enregistre une valeur de cet ordre.
- Le secteur 4 (**S4**) témoigne d'une augmentation importante de la largeur du chenal pour l'ensemble des tronçons puisqu'elle atteint en moyenne +336 %. Un tronçon enregistre même une augmentation de plus de 900 %. En revanche, l'indice de sinuosité évolue de manière hétérogène même si dans l'ensemble, il diminue fortement avec -0,15. Ces résultats suggèrent le passage d'un chenal méandriforme à un chenal sinueux. Enfin, on observe aussi une réduction importante du nombre de chenaux avec en moyenne une baisse de 0,98 du taux d'emprise des chenaux secondaires pour ce secteur.
- Le secteur 5 (**S5**) enregistre une légère augmentation de la largeur de la bande active (+24 % en moyenne) et une réduction notoire de l'indice de sinuosité (-0,09 en moyenne). Au contraire du secteur précédent, le taux d'emprise des chenaux secondaires augmente quasiment pour l'ensemble des tronçons avec en moyenne +1,13.
- Le dernier secteur (**S6**) enregistre les mêmes ajustements avec une augmentation de la largeur du chenal (22 % en moyenne) et du taux d'emprise des chenaux secondaires (+0,6 en moyenne). En revanche, l'indice de sinuosité évolue différemment selon les tronçons élémentaires mais sur l'ensemble de ce secteur, il augmente légèrement atteignant +0,03 en moyenne.

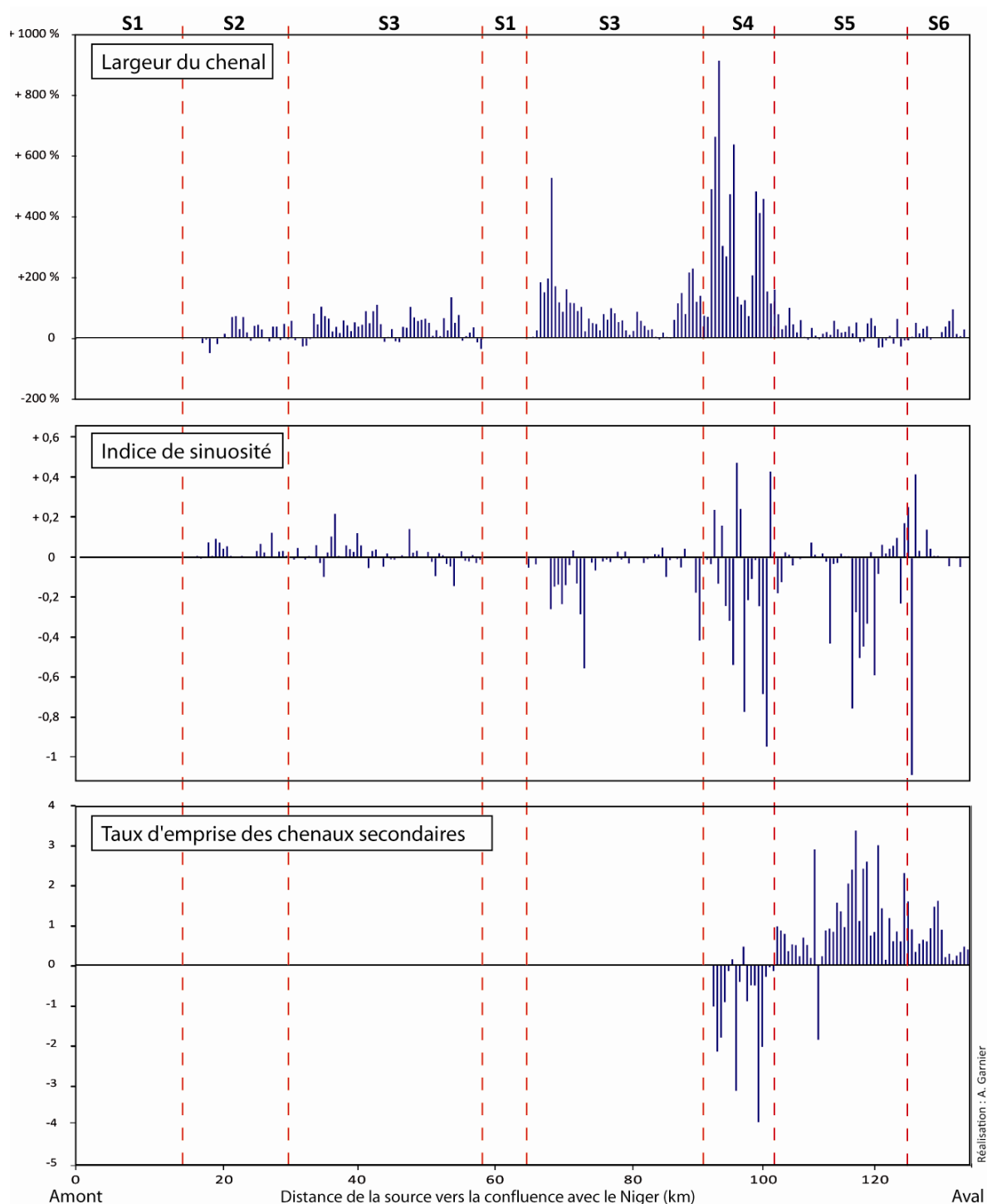


Figure 9.2 : Evolution des principaux indices entre 1967 et 2007

Ainsi, on remarque que les ajustements morphologiques récents concernent principalement la moyenne vallée (secteur 3) et la basse vallée du Yamé (secteurs 4 et 5). Cela nous indique que des variables locales interviennent dans l'évolution du style fluvial. Ils sont liés principalement à la géomorphologie puisque les secteurs S1 et S2, situés à l'amont dans une vallée confinée par les grès et les glaciis, ne présentent pas de changements significatifs. En revanche, les secteurs semi ou non confinés où les contraintes latérales locales sont faibles, enregistrent des modifications morphologiques notables sur le court et moyen terme. De même, ces secteurs sont caractérisés par un apport hydrologique et sédimentaire notable en raison du nombre important d'affluents qu'ils concentrent. Ils enregistrent plus nettement les modifications environnementales qui affectent le bassin versant, qu'elles soient d'origine climatique ou anthropique.

b. Une évolution continue dans le temps ?

Les secteurs S3 et S4 sont caractérisés par une évolution importante de la géométrie du système fluvial entre 1967 et 2007. Afin de connaître le déroulement de ces ajustements, nous avons étudié de manière qualitative l'évolution de certains tronçons à différentes dates : 1967, 1990, 2001 et 2007. L'objectif est de caractériser l'origine de ces changements et de savoir s'ils ont évolué de manière brutale ou croissante tout au long de ces dernières décennies et ainsi, de préciser les facteurs qui sont responsables de ces changements climatiques ou anthropiques.

Pour le secteur 3, on observe depuis 1967, une modification significative de la forme en plan du Yamé, notamment pour les tronçons situés après la traversée des barres gréseuses avec une augmentation de la largeur du chenal (30 m à 65 m en moyenne) et une forte diminution de l'indice de sinuosité qui atteint en moyenne 1,32 en 1967 contre 1,17 en 2007. Cependant, cette évolution n'est pas continue sur l'ensemble de la période. En effet, nous observons deux périodes distinctes (Fig.9.3).

Entre **1967 et 1990**, la largeur du chenal augmente légèrement mais la forme en plan du chenal demeure stable, marquée par une sinuosité relativement élevée. En revanche, en **2001**, on remarque un changement important dans la géométrie du chenal avec une augmentation de la largeur du chenal mais surtout la réduction de la sinuosité du chenal. Ce processus se poursuit ensuite jusqu'en **2007** et même aujourd'hui où le chenal apparaît encore plus large et rectiligne.

Ainsi, la chronologie de l'évolution en plan du Yamé pour ce secteur indique que l'ajustement de ce dernier s'est principalement déroulé à partir de 1990.

L'autre secteur du Yamé qui a connu l'ajustement morphologique le plus spectaculaire depuis 1967 est le secteur 4, localisé à l'amont de la basse vallée, au niveau du lac de Bandiougou et où les derniers affluents se jettent dans le Yamé (Fig.9.4). Entre 1967 et 2007, la largeur du chenal est passée de 14 m à 58 m en moyenne alors que l'indice de sinuosité diminue de 1,43 à 1,28. Malheureusement, la résolution de l'image satellite de 1990, n'est pas assez fine pour bien délimiter les limites du chenal du Yamé. Il est tout de même possible de cartographier les limites du lac de Bandiougou (Fig.9.4).

Entre 1967 et 1990, le chenal principal change de trajectoire. Celui-ci est localisé en 1967 à l'ouest de la vallée alors que des chenaux secondaires sont identifiés à l'est et rejoignent le lac de Bandiougou : un chenal alimente le lac alors qu'un autre chenal, situé plus à l'aval, semble lui être défluent du lac et alimente le Yamé. En revanche, en 1990, le chenal principal du Yamé se situe à l'est de la vallée et passe à proximité immédiate du lac. Un chenal secondaire fait le lien avec le lac et se retrouve selon les périodes, affluent ou défluent de ce dernier. On remarque aussi une modification dans les limites du lac entre ces deux dates. Même si ces deux clichés ont été pris à la même période (10 et 13 décembre), la superficie du lac a décliné passant de 1,75 km² en 1967 à 1,67 km² en 1990. On peut observer également une augmentation de la végétation rivulaire du lac scindant peu à peu le lac en trois parties bien distinctes.

En 2001, le chenal principal, désormais bien établi à l'est de la vallée, possède une géométrie assez semblable à celle de 1990. En revanche, les limites du lac ont fortement évolué. En effet, alors que ce cliché a été pris au mois d'octobre soit deux mois plus tôt et au cours d'une année qui fut plus humide (596 mm contre 422 mm pour l'année 1990), la surface du lac a diminué de 25 % (1,30 km²).

En 2007, on observe une augmentation importante de la largeur du chenal du Yamé alors que la sinuosité du chenal principal est proche de celle de 2001. Enfin, la superficie du lac continue de diminuer (1,07 km²) mais cela peut être expliqué par la période de prise de vue de ce cliché qui, cette fois-ci, est plus tardive d'un mois (novembre).

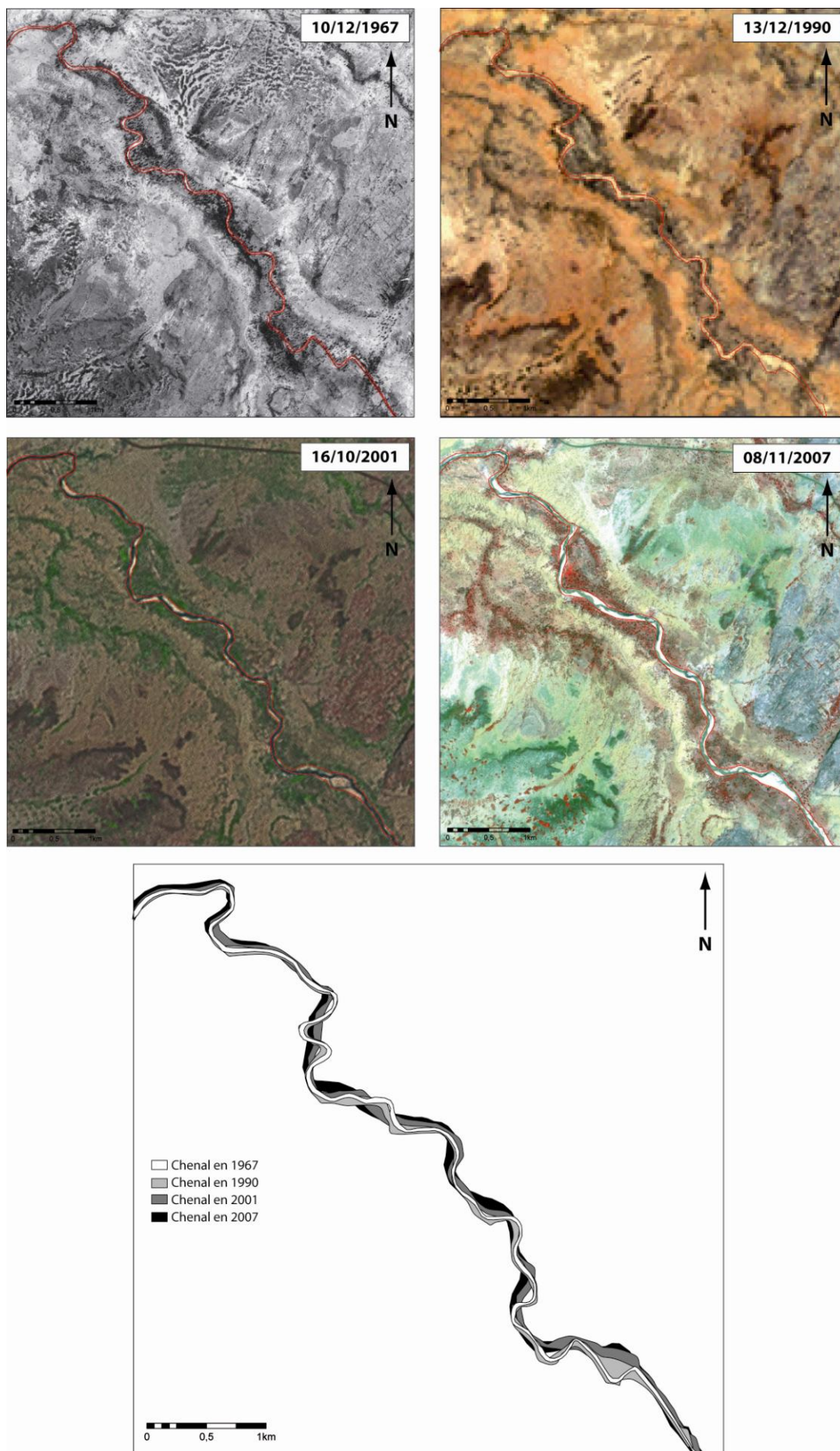


Figure 9.3 : Evolution de certains tronçons du secteur 3 entre 1967 et 2007

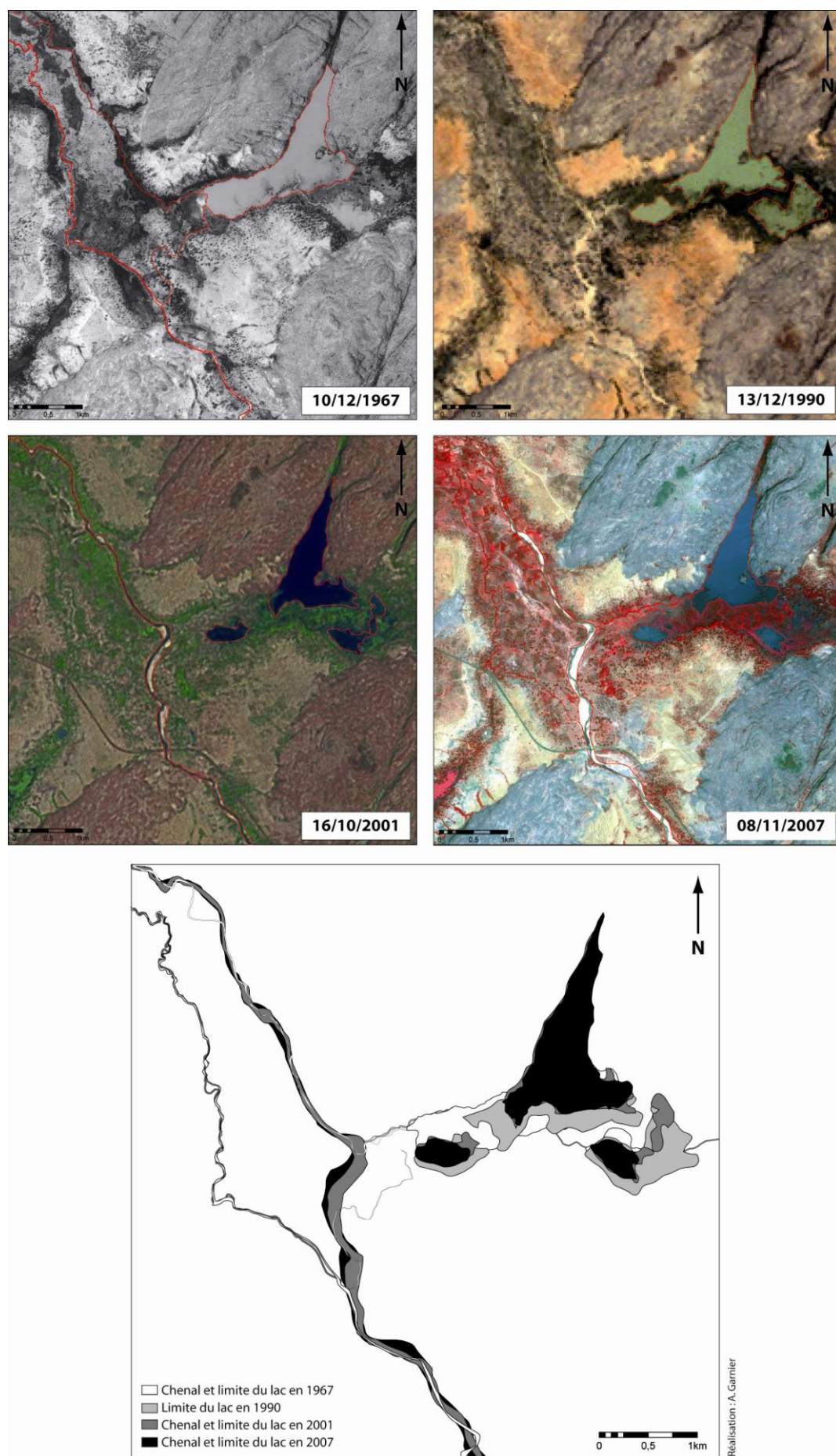


Figure 9.4 : Evolution de certains tronçons du secteur 4 entre 1967 et 2007

Ainsi, pour ce secteur, la transformation significative du Yamé se déclenche avant 1990 et donc plus tôt que pour le secteur 3. En revanche, comme pour ce dernier, les années 1990 marquent un changement de style fluvial. De même, c'est au cours de cette période que la superficie du lac diminue le plus fortement.

9.1.1.3. Discussion des facteurs de contrôles intervenant dans la métamorphose récente du système fluvial

Au cours de ces quatre dernières décennies, le Yamé a connu des modifications morphologiques dans sa moyenne et sa basse vallée (secteurs 3,4 et 5). Il est possible pour les deux secteurs étudiés de schématiser l'évolution du système fluvial notamment au travers de deux variables : la largeur du chenal principal et l'indice de sinuosité. Au cours de cette période, on observe pour les deux secteurs une augmentation du premier paramètre et une réduction du second.

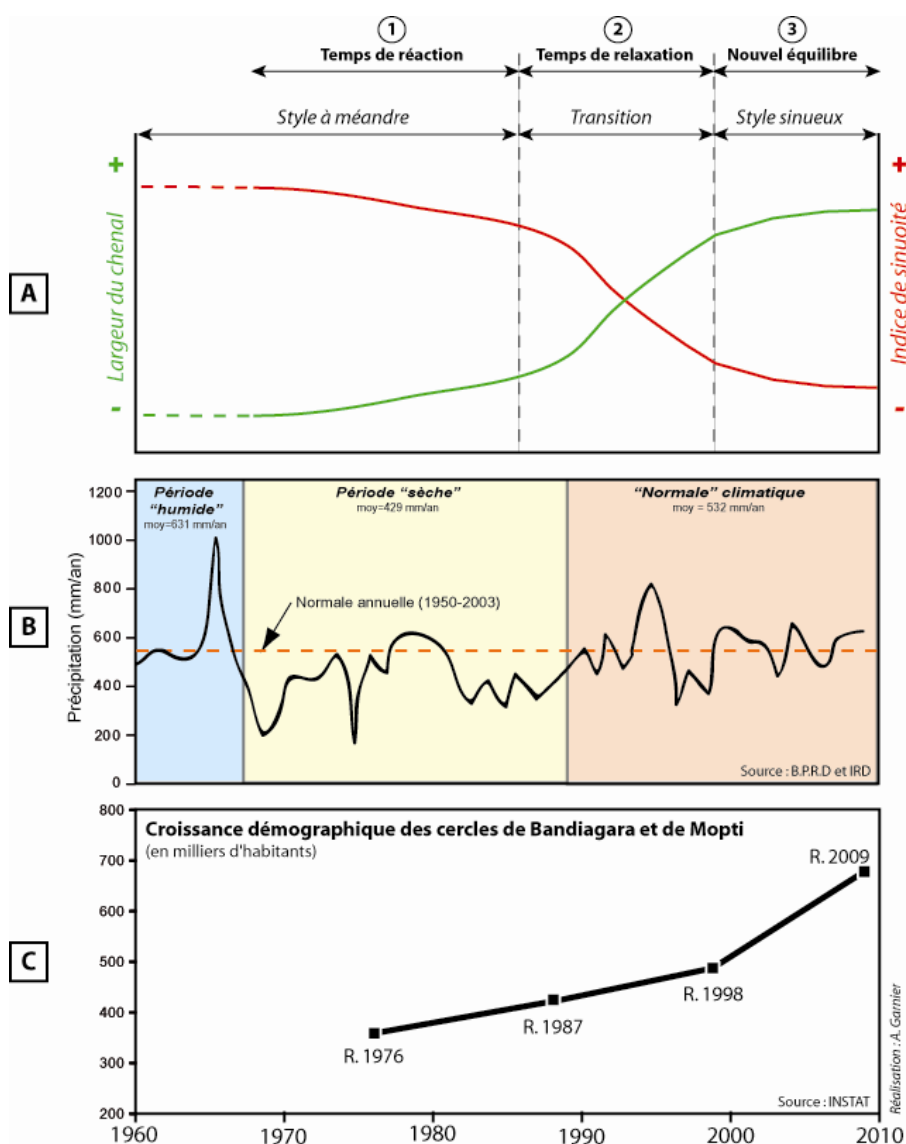


Figure 9.5 : Schéma de l'ajustement fluvial de la vallée du Yamé (A) en relation avec l'évolution des précipitations (B) et la croissance démographique au cours des cinq dernières décennies (C)

Cependant, cette évolution n'est pas constante et trois phases peuvent être définies (Fig.9.5) : une première phase, entre 1967 et 1990 avec un style à méandre, une deuxième phase entre 1990 et 2001 qui est une période transitoire où la largeur du chenal augmente fortement alors que l'indice de sinuosité

diminue. Enfin, depuis les années 2000, le nouveau style fluvial se stabilise avec un chenal sinueux et des méandres plus rares. Les facteurs susceptibles d'expliquer un changement dans les entrées sédimentaires et liquides sont multiples. L'élargissement du chenal ainsi que la réduction de la sinuosité sont les réponses apportées du système fluvial à une augmentation relative de la charge sédimentaire (Bravard et Petit, 1997). Ce processus peut être à l'origine d'une fragilisation des versants sous contrôle climatique et/ou anthropique. Dans la vallée du Yamé, il semble probable que les deux facteurs aient été combinés. Afin d'approfondir la réflexion, nous avons comparé, au cours des 50 dernières années, l'évolution du système fluvial pour les secteurs 3 et 4 du Yamé avec l'évolution des précipitations pour la station de Bandiagara (Fig.9.5B) et la croissance démographique concernant les cercles de Mopti et de Bandiagara (Fig.9.5C). Depuis l'indépendance du Mali, quatre campagnes de recensements ont été réalisées : en 1976, 1987, 1998 et dernièrement, en 2009. Nous avons choisi d'étudier l'évolution de la population à partir des données concernant à la fois le cercle de Mopti et de Bandiagara puisque le bassin versant du Yamé est localisé sur ces deux cercles. Les données du recensement indiquent que la population de ces deux cercles est en constante progression. Entre 1976 et 2009, la population a presque doublé puisqu'elle a augmenté de 91% (Fig.9.5 et Tab.9.2).

Population	1976	1987	1998	2009	variation 1976-1987 (en %)	variation 1987-1998 (en %)	variation 1998-2009 (en %)	variation 1976-2009 (en %)
Cercle de Bandiagara	159690	183858	227580	313456	15.1	23.8	37.7	96.3
Cercle de Mopti	196885	248484	263719	368905	26.2	6.1	39.9	87.4
Bandiagara + Mopti	356575	432342	491299	682361	21.2	13.6	38.9	91.4

Source : République du Mali, recensements de 1976, 1987, 1998, 2009

Tableau 9.2 : Evolution de la population des cercles de Mopti et de Bandiagara entre 1976, 1987, 1998 et 2009

En Afrique de l'Ouest, les années 1970-1980 ont été marquées par des périodes de sécheresses ainsi que par un accroissement de la population très important, ce qui a eu des répercussions sur la végétation mais aussi sur les bilans hydrologiques (Leblanc *et al.*, 2008). La baisse des précipitations et l'augmentation des températures combinées à un accroissement de l'ETP devraient en effet contribuer à réduire les écoulements des cours d'eau en Afrique de l'Ouest. Cependant, les études menées en zone soudano-sahélienne, au nord de l'isohyète 750 mm, démontrent que malgré une baisse générale des précipitations, les coefficients d'écoulement des cours d'eau sont en augmentation depuis la fin des années 1970 (Mahé et Paturel, 2009). Cette augmentation indique que les mêmes précipitations engendrent des écoulements plus importants qu'auparavant. Cela peut être mis en relation avec le changement du mode d'occupation du sol. Au Sahel, la densité de végétation a diminué depuis les années 1950 et particulièrement entre 1975 et 1992. Le facteur climatique n'est pas le seul facteur à prendre en compte dans la dégradation du couvert végétal. L'accroissement de la population a nécessité l'extension de la surface cultivée mais aussi un besoin en bois domestique conséquent (Leblanc *et al.*, 2008). Cette pression anthropique a eu un impact certain sur la relation sol-végétation rendant le sol sensible aux averses de la saison humide. En effet, l'augmentation des coefficients d'écoulements s'est associée à des pics de crue arrivant un mois plus tôt qu'auparavant, au mois d'août (Mahé et Paturel, 2009). Ils résultent d'un accroissement du ruissellement hortonien par le refus d'infiltration suite à l'encroûtement des sols, devenus imperméable en raison de l'absence de végétation (Valentin *et al.*, 2004). Ainsi, la sécheresse des années 1970-1980 a engendré un changement hydrologique des cours d'eau soudano-sahéliens avec une augmentation des débits liquides et solides. Cette modification des variables de contrôle s'explique par la dégradation du couvert végétal qui favorise une infiltration moindre des précipitations et une augmentation du ruissellement hortonien et de l'érosion des sols.

Le scénario établi par Mahé et Paturel (2009) pour l'Afrique de l'Ouest peut être observé pour le Yamé. En effet, les changements morphologiques du système fluvial entre 1967 et 2007 reflètent une augmentation des apports liquides et solides. Cette évolution du style fluvial est particulièrement marquée pour les secteurs 3 et 4, qui se situent à la charnière entre la zone de transfert des sédiments et la zone d'accumulation, là où le chenal est latéralement peu confiné et les affluents plus nombreux. On observe pour cette période à la fois un élargissement du chenal et une baisse de l'indice de sinuosité notamment à partir des années 1990. Cela traduit une augmentation de la charge sédimentaire qui transite des versants vers le cours d'eau. Les crises de sécheresse des années 1970-1980 peuvent être à l'origine de ce processus avec un appauvrissement du couvert végétal pour le bassin versant mais aussi pour l'ensemble de la zone sahélo-soudanienne. Cependant, la vallée du Yamé est fortement convoitée en raison de sa nature géologique qui permet un approvisionnement en eau tout au long de l'année par l'aquifère des grès, même lors des épisodes de sécheresses. Ainsi, au cours des années 1970-1980, la vallée du Yamé a vraisemblablement représenté une zone refuge temporaire ou permanente, notamment pour les pasteurs venant du nord. La population a augmenté de 21% entre 1976 et 1987. Selon Ali Dégoga, un dogon originaire du village de Kéma, situé à l'aval de la traversée de la barre gréseuse dans le secteur 3 (Fig.9.3), l'élargissement du chenal à cet endroit serait dû à la présence de plus en plus importante des peuls dans la région pendant ces dernières décennies. Cela se traduit par un accroissement du cheptel et de la pression sur la végétation des berges du cours d'eau et sur le fond de vallée. En effet, la surfréquentation des berges engendre une dégradation de la ripisylve et ainsi une érosion des berges. Celle-ci est particulièrement efficace lors des crues exceptionnelles. Pendant la saison humide, les arbres tombent et les berges s'effondrent favorisant chaque année le recul de ces dernières. Ensuite, la charge grossière est expulsée au gré des crues saisonnières lorsque le système fluvial devient plus actif au cours des années 1990. Ce processus est encore efficace aujourd'hui.

De la même manière, on a pu observer une nette diminution de la superficie du lac de Bandiougou dès les années 1980-1990 et ainsi une augmentation de la végétation hygrophile sur les marges du lacs (Fig.9.4). Si la raison climatique peut être aussi avancée, elle semble cependant moins déterminante que le facteur anthropique. En effet, le lac est aujourd'hui soumis à une pression accrue de la part des dogons du village de Bandiougou qui y ont développé le maraîchage de manière intensive. Cette activité locale est assez récente. Selon Sékou Karembé de Bandiougou, les habitants cultivaient auparavant, seulement le tabac de manière extensive. C'est suite à la Seconde Guerre mondiale que les anciens combattants ont ramené des espèces étrangères telles que la tomate ou encore l'aubergine et ont développé le maraîchage. Mais, le tournant environnemental est encore plus tardif avec l'utilisation des motopompes à partir des années 1980 comme principal outil d'irrigation. Aujourd'hui, tous les maraîchers en sont munis ce qui permet d'accroître la surface cultivée. La diminution de la superficie du lac et la prolifération d'espèces invasives sur les marges sont dues principalement à l'intensification de l'agriculture irriguée avec la généralisation de l'utilisation de la motopompe.

Ainsi, l'augmentation de la pression anthropique, notamment de la part des éleveurs qui ont trouvé refuge sur le plateau gréseux, semble avoir été un facteur aggravant. L'augmentation de la population dans le bassin versant du Yamé, qu'elle concerne des agriculteurs ou des éleveurs a en effet, d'une part contribué à appauvrir la végétation des versants et de la ripisylve et d'autre part à déstabiliser les berges. Cette étude à moyen-court terme a permis de montrer que les changements de la morphologie du système fluvial peuvent être rapides et que la part des facteurs intervenant dans ces changements peut être différente d'une période à une autre. De même, cette étude met en évidence qu'une diminution des précipitations ne suppose pas forcément une diminution de l'impact des crues et encore moins une diminution du ruissellement et de l'érosion des sols.

Cette étude permet de créer un modèle de la réponse du système fluvial à la modification des variables de contrôles. Les trois périodes qui décomposent le temps de réponse d'un système fluvial suite à une modification des variables de contrôle (Brunsden, 1980), peuvent être identifiées (Fig.9.5) :

(1) **le temps de réaction** : c'est le temps nécessaire au système fluvial pour ajuster sa morphologie aux nouvelles variables de contrôles. Dans la vallée du Yamé, cette phase située entre la fin des années 1960 et 1990, se manifeste par une modification des conditions environnementales du bassin versant avec une dégradation du couvert végétal sur les interfluves mais surtout dans la plaine alluviale. Celle-ci est le résultat de la diminution des précipitations et de la pression exercée par les populations d'éleveurs et d'agriculteurs. Même si des échanges latéraux opèrent à l'échelle du tronçon, aucune modification du système fluvial n'est réellement enregistrée.

(2) **le temps de relaxation** : est la période nécessaire pour que les changements morphologiques du système fluvial établissent un nouvel équilibre. Dans la vallée du Yamé, le temps de relaxation dure une dizaine d'année (fin des années 1980-fin des années 1990). On observe une augmentation progressive de la largeur du chenal alors que l'indice de sinuosité diminue. Cette adaptation progressive des conditions morphologiques du système fluvial suggère un transfert des flux longitudinaux qui fait suite à un retour vers des conditions climatiques « normales ».

(3) le temps à partir duquel un **nouvel équilibre** est maintenu. À partir de 2001, on observe peu de changements ce qui témoigne de la stabilité du nouveau style fluvial.

9.1.2. La crise du début du 20^e siècle : un évènement hydroclimatique exceptionnel ?

La compréhension de la réponse du système fluvial suite aux crises de sécheresses des années 1970-1980 nous permet ainsi d'établir un modèle schématique pour les réponses antérieures du Yamé suite à une modification des conditions environnementales. Dans la vallée du Yamé, deux évènements hydro-climatiques ont particulièrement marqué les mémoires au cours du 20^e siècle en raison de leur caractère particulièrement dévastateur : les crues des années 1936 et 2007. Ces deux années indiquent en effet, une pluviométrie supérieure à la normale atteignant respectivement 785 et 608 mm/an. Cependant, ce ne sont pas les années les plus humides du 20^e siècle (Fig.9.6A).

Nous allons essayer de comprendre les raisons pour lesquelles ces crues ont été particulièrement dévastatrices. Pour cela, il est important de ne pas se focaliser sur la seule année où l'évènement hydrologique a eu lieu mais sur les années précédentes afin de comprendre le contexte environnemental plus largement.

On remarque pour l'évènement hydrologique survenu en **1936**, que la décennie précédente est caractérisée par des conditions climatiques plutôt humides. Suite à une année très sèche (1919 = -216 mm), la période entre 1920 et 1927 marque un retour vers des conditions humides. Mis à part une année légèrement en dessous de la normale climatique (1924 avec -25 mm), toutes les autres enregistrent des précipitations plus abondantes. Sur les huit années, quatre indiquent même des précipitations supérieures de plus 100 mm à la normale de 630 mm/an. L'année 1922 atteint même 760 mm. L'amélioration de cette pluviosité a forcément profité à la végétation, limitant l'érosion des sols sur les versants. Cependant, cette période optimale prend fin avec trois années de sécheresses presque consécutives en 1928, 1929 et 1931. Elles enregistrent respectivement un déficit pluviométrique de 197, 56 et 47 mm sur l'année. L'année suivante (1932) est à nouveau particulièrement humide avec un total pluviométrique de 745 mm, soit 208 mm en plus de la normale annuelle (Fig.9.6A). Les années suivantes alternent entre deux années humides et une année sèche. Enfin, en 1936, on observe un surplus hydrologique important de 248 mm. Ainsi, au regard de ces données climatiques, il est possible d'émettre des hypothèses quant à la raison du

déclenchement de l'incision, atteignant plus de 12 m à Ounjougou. Il est probable que, suite à plusieurs années consécutives relativement humides, la végétation ait progressé et se soit densifiée, protégeant les sols de l'érosion et favorisant l'infiltration. De même, plusieurs années de grandes famines, notamment en 1913, sont répertoriées au début du 20^e siècle en Afrique de l'Ouest (comm. orales A. Mayor et M. Rasse). Ces crises de sécheresse et de famine qui ont décimé la population ont vraisemblablement favorisé une déprise agricole avec l'abandon de certaines surfaces cultivées et la reprise de la végétation. On a dû assister alors à une réduction des apports solides et dans une moindre mesure des débits liquides, notamment des débits de crue. Cependant, les quelques années sèches qui ont suivi et l'accroissement de la population ont dû, au contraire, favoriser l'ouverture de la végétation et une crise érosive, mobilisant des quantités importantes de sédiments lors des crues. Celles de 1932 puis de 1936, de par leur importance ont ainsi pu être à l'origine d'une érosion importante à l'origine de l'incision profonde.

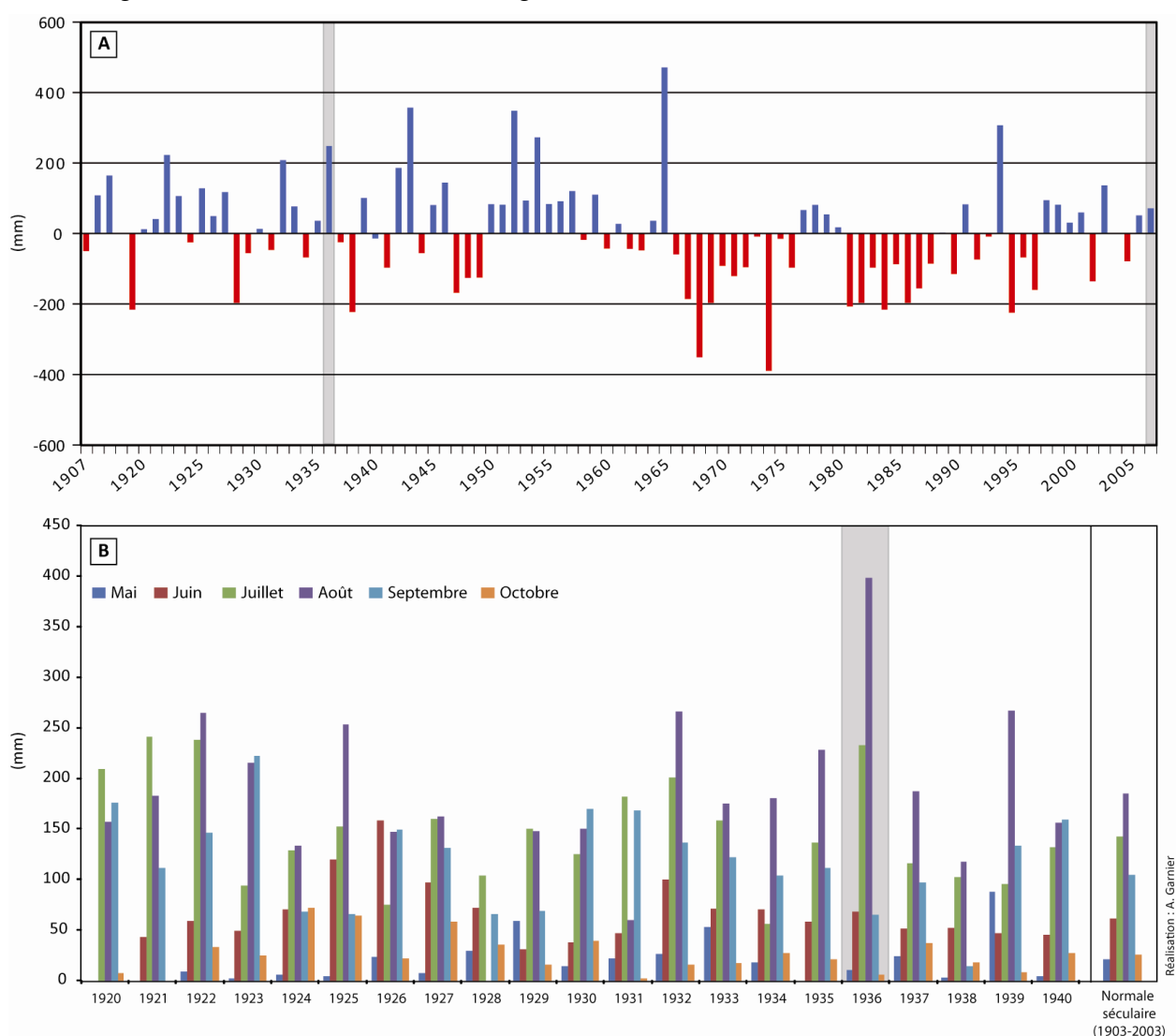


Figure 9.6 : Variations pluviométriques enregistrées à la station de Bandiagara au cours du 20^e siècle
(A) Écart des précipitations à la normale calculée entre 1950-2003 ; (B) Répartition pluviométrique mensuelle entre 1920 et 1940 au cours de la saison humide (mai-octobre) (Sources : B.P.R.D (Bandiagara) et I.R.D (Bamako))

De plus, si l'on regarde la répartition des pluies au cours de l'année pour cette période, on remarque que les précipitations ont été particulièrement abondantes en 1936 au cours du mois d'août puisqu'elles atteignent 398 mm (Fig.9.6B). Cette valeur est nettement supérieure (+ de 100 mm) à toutes les autres

années et mois et témoigne de la brutalité des orages et donc des crues au cours de ce mois. En effet, le volume précipité en un mois seulement est supérieur aux années 1919 et 1928 par exemple. De même, cela laisse entrevoir l'hypothèse qu'une crue exceptionnelle a pu être à l'origine de l'incision à Ounjougou comme le suggèrent les populations locales lors des recherches menées sur la tradition orale afin de comprendre cet épisode dramatique (Rasse *et al.*, 2006).

Alors que les tendances climatiques étaient plutôt humides, la fragilisation du bassin versant, suite à la succession d'années sèches et une anthropisation croissante, associées à des crues particulièrement brutales a favorisé l'autocapture du Yamé et une érosion de plus de 10 m dans les formations superficielles ainsi qu'une érosion régressive dans l'ensemble du bassin versant. Ainsi, la période 1928-1936 correspond à la **période de réaction** du système fluvial où l'on observe une modification des conditions environnementales du bassin versant avec vraisemblablement une dégradation du couvert végétal suite à des années sèches et ainsi une augmentation des flux solides lors des épisodes orageux. En revanche, on suppose que le système fluvial n'a pas encore adapté son tracé à ces nouvelles conditions. Ce n'est qu'à partir de 1936 que la **phase de relaxation** opère avec l'incision du chenal. Il faudra probablement plusieurs années avant qu'un **nouvel équilibre** du système fluvial se mette en place.

Ce scénario est valable pour le tronçon d'Ounjougou. Cependant, il est possible qu'à l'échelle de la vallée du Yamé, l'incision ait débuté plus tôt, par exemple dès 1932, une année très humide. Cela pourrait aussi expliquer le développement d'une érosion régressive jusqu'en 1936 au moins.

Pour l'année **2007**, il est difficile d'expliquer la brutalité de la crue en raison de l'absence de données météorologiques précises. En effet, à partir de 2004, les valeurs mensuelles ne sont plus disponibles. Cependant, même si les précipitations sont plus abondantes, 2007 n'est pas une année particulièrement remarquable pour les cent dernières années. On remarque même que, après trois années particulièrement sèches (1995-1997), la dernière décennie marque un retour vers des conditions plus humides. Depuis 1998, huit années sur dix enregistrent des valeurs supérieures à la normale climatique. Ce contexte climatique devrait, normalement, se traduire par une reprise de la végétation au sein du bassin versant et par une amélioration de l'infiltration limitant l'impact des crues. Or, la crue de septembre 2007 a généré des dégâts environnementaux et humains considérables, érodant latéralement de plusieurs mètres les berges. Il est possible que le bassin versant soit, malgré une amélioration climatique, toujours sensible à ce type d'événement hydro-climatique en raison de la pression anthropique croissante. La population du Pays Dogon et du Sahel en général a fortement augmenté au cours du 20^e siècle, surtout à partir de 1950 en raison de la « paix coloniale » et du progrès médical (Hiernaux et Ayantude, 2004). Cependant, si l'on s'attarde sur la démographie du Pays Dogon, on remarque qu'elle connaît sa plus grande progression depuis les années 2000, augmentant de plus de 39% entre 1998 et 2009 (Tab.9.2). Ces années plus humides ont favorisé la migration de populations au sein du bassin versant du Yamé, provoquant de nouveaux défrichements, une augmentation du nombre de têtes de bétail (d'autant que les bonnes récoltes ont poussé les agriculteurs à investir dans ce domaine) et de la demande de bois pour les activités domestiques... Malgré une pluviométrie plutôt favorable à la reprise de la végétation, l'anthropisation croissante du bassin versant favorise, au contraire, une dégradation du couvert végétal et du milieu en général. Ainsi, la succession d'orages tropicaux de forte intensité a pu avoir un effet dévastateur marqué par une érosion importante.

Au cours du dernier siècle, l'étude de ces deux événements hydrologiques nous permet de présenter des modèles de déclenchement de crises érosives liées à des crues exceptionnelles. Elles correspondent à une période de réaction du système fluvial du fait d'un affaiblissement du couvert végétal suite à une succession d'années sèches et /ou alors suite à une anthropisation croissante du bassin versant. Au cours de ces périodes, les précipitations brutales lors des orages tropicaux favorisent la mise en place de crues

particulièrement morphogènes. Dans ce contexte, une crue peut être à l'origine d'une incision notable mais il est vraisemblable que le processus ait déjà été amorcé auparavant. Il apparaît également que toutes les crues morphogènes ne sont pas connues et que d'autres événements ont pu jouer un rôle considérable, en particulier les années particulièrement humides au sein de séquences sèches, telles que 1965 et 1994. En effet, l'articulation entre les longues périodes sèches et des années humides et les crues brutales qui leur sont associées, semblent être la clé de compréhension des systèmes fluviaux sahéliens.

9.2. La dynamique longitudinale des paysages fluviaux depuis 7000 ans : un synchronisme relatif ?

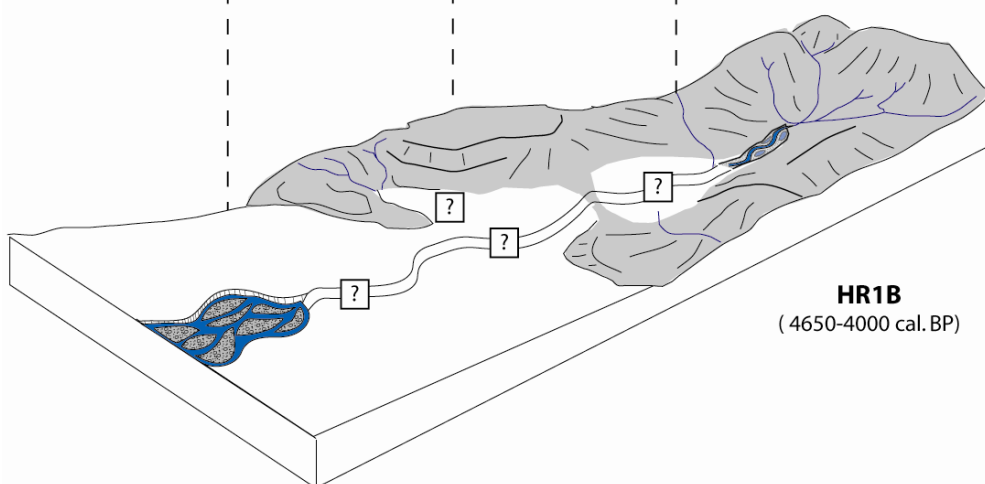
Mis à part le tronçon d'Ounjougou, les enregistrements sédimentaires de la vallée du Yamé sont d'une manière générale peu favorable à la compréhension des dynamiques environnementales du début de l'Holocène. Il semble qu'à l'aval, les dynamiques d'incision aient longtemps dominé, à moins que des épisodes de crues exceptionnelles aient contribué à évacuer les archives sédimentaires. C'est seulement à partir de l'**Holocène Récent 1** (5320-4000 cal. BP ; 3370-2000 BC) qu'il est possible de comparer les archives sédimentaires de différents tronçons de la vallée du Yamé et ainsi de comprendre l'histoire du bassin versant.

9.2.1. L'Holocène récent (5320-2400 cal. BP ; 3370-400 BC) : des paysages fluviaux hétérogènes

Les archives alluviales du secteur amont et aval ainsi que le paléosol de la moyenne vallée datés de la période de l'**Holocène Récent 1** (5320-4000 cal. BP ; 3370-2000 BC) reflètent des dynamiques longitudinales variées de l'amont vers l'aval du bassin versant (Fig.9.7).

À l'amont, la géométrie et le faciès des dépôts évoquent un système à chenal unique à fonctionnement saisonnier caractérisé par des débordements dans une plaine alluviale palustre. La mise en place de ces dépôts favorise l'aggradation du fond de vallée. En revanche, dans la moyenne vallée, le développement d'un paléosol témoigne d'une incision du cours d'eau. À l'aval, après une phase d'incision dans les sédiments de HR1A identifiée vers 4600 cal. BP, des dépôts de chenaux et de mares ont colmaté le fond de vallée. Cette évolution du plancher alluvial ainsi que le passage d'un système fluvial méandrique (HR1A) à un système en tresses (HR1B) suggèrent une augmentation des débits solides. D'après les assemblages phytolithiques, à l'amont, l'ouverture de la végétation est attestée à la fois dans le fond de vallée et sur les interfluvies, alors qu'elle est toujours relativement fermée dans la moyenne vallée. À l'aval, la végétation est ouverte, caractéristique d'une savane arborée. Les différences du couvert végétal enregistrées d'amont en aval peuvent être le résultat de conditions locales. La plus faible densité de la strate ligneuse à l'aval peut être interprétée par un accès plus difficile à l'eau des aquifères qui se situent plus en profondeur alors que sur le plateau gréseux, ils sont relativement proches de la surface. Comme c'est le cas aujourd'hui, la végétation des interfluvies fut sans doute plus dense sur le plateau gréseux que sur le glacis de la moyenne vallée et du secteur aval. Cependant, si les sédiments proviennent du Niger alors ces assemblages peuvent aussi provenir d'une végétation allogène au bassin versant du Yamé. Enfin, une deuxième variable intervient, c'est l'anthropisation des milieux qui a pu s'exprimer différemment selon les spécificités locales. À l'amont, cette période marque le début de la culture du mil. Les incendies sont nombreux dans le fond de vallée et témoignent d'une volonté d'ouverture des paysages par les Hommes. En revanche, dans la moyenne vallée et à l'aval, l'impact anthropique sur les paysages n'est pas affirmé comme le montre les enregistrements phytolithiques. Si à l'amont, l'ouverture des paysages et l'instabilité du système fluvial

Aval	Basse vallée	Moyenne vallée	Amont		
Aggradation		Incision + Paléosol	Aggradation	Dynamique séd.	Système fluvial
	?	?		Indice de dessiccation	
				Taux de sédimentation (mm/an)	Végétation
Savane arborée	?	Forêt dense	Savane boisée anthropisée	Interfluves	
?	?	?	Savane boisée de bas fond	Ripisylve	



Aggradation	Aggradation	Aggradation	Aggradation		
				Dynamique séd.	Système fluvial
				Indice de dessiccation	
		?		Taux de sédimentation (mm/an)	Végétation
?	Forêt ouverte	Savane boisée	Forêt dense	Interfluves	
Savane arborée de zones humides	Savane boisée de bas fond	Savane herbeuse de zones humides	Forêt galerie soudanienne	Ripisylve	

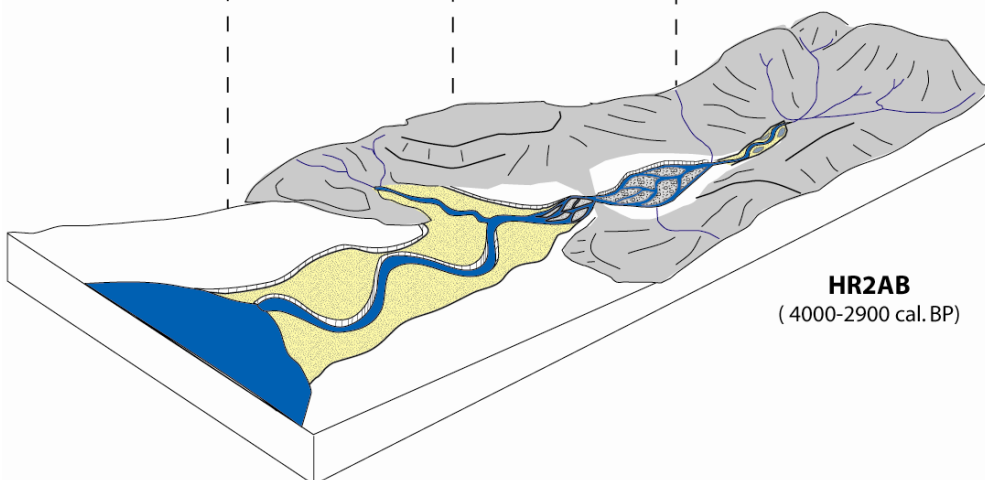


Figure 9.7 : Reconstitution des paysages fluviaux au cours des périodes HR1 et HR2AB

semblent être le résultat en partie de l'anthropisation des milieux (pratique de l'agriculture et des feux), dans la moyenne vallée et à l'aval, le climat et les conditions locales favorisent la stabilité du système fluvial d'autant que l'impact anthropique est faible. Les quelques poteries et le fragment de meule rattachés à cette période et découverts à Ounjougou attestent de la présence humaine à l'amont du bassin versant (Huysecom *et al.*, 1999). Pour le reste de la vallée, aucun vestige archéologique n'a été identifié.

Pour la période de l'**Holocène récent 2 AB** (4000-2900 cal. BP ; 2000-900 BC), l'ensemble du fond de vallée est en aggradation (Fig.9.7). Mis à part à Ounjougou où la sédimentation témoigne d'un début d'expression de la saisonnalité avec l'assèchement des mares et dans la basse vallée où les dépôts de plaine d'inondation sont rares, le niveau des nappes est relativement élevé. Dans la moyenne vallée, le style fluvial est caractérisé par un chenal divagant au sein d'une large bande active, ce qui traduit une augmentation de la charge sédimentaire alors que dans la basse vallée, le style méandriforme indique des débits liquides conséquents. À l'aval, le développement d'une zone palustre permanente témoigne du niveau élevé des nappes phréatiques et des difficultés du drainage. Les débits solides excédentaires sur le plateau gréseux reflètent une certaine instabilité des versants. Pourtant, on remarque que la végétation du fond de vallée se referme pour l'ensemble de la vallée. Même si le signal de l'agriculture n'est pas clairement identifié dans les enregistrements phytolithiques, l'augmentation de la charge sédimentaire peut être un indice de défrichements sur les interfluves. On peut alors supposer que les populations locales ont développé l'agriculture sur des espaces plus éloignés du Yamé et que les fonds de vallée ont été délaissés par les populations. Cela aurait favorisé l'enfrichement, expliquant ainsi la fermeture de la forêt galerie d'autant plus que le niveau des nappes est élevé. Les feux abondants peuvent alors être interprétés comme le résultat de la pratique de la chasse ou des activités pastorales près des points d'eau notamment et doivent être mis en relation avec la fermeture de la forêt galerie et une biomasse disponible très importante. Pour cette période, la vallée du Yamé se transforme de manière synchrone avec une augmentation des débits liquides et solides, un niveau élevé des nappes phréatiques alors que pourtant les paysages se ferment. Ce paradoxe s'explique sans doute par une pression accrue sur les interfluves qui favorise la production sédimentaire et la propagation de la charge solide longitudinalement. En revanche, les conditions climatiques encore assez humides et la faible pression anthropique sur les fonds de vallée contribuent à la prolifération et à la densification de la végétation rivulaire. L'hypothèse retenue est donc que les conditions semblent favorables au développement d'une agriculture pluviale nécessitant un recours secondaire (pastoralisme, chasse...) au fond de vallée. Les vestiges archéologiques permettent d'appuyer aussi ce scénario. D'une part, les graines de mil domestiqué (*Pennisetum glaucum*) qui ont été identifiées témoignent de la pratique de l'agriculture pour la région à cette période. D'autre part, une attention particulière à la localisation et à la chronostratigraphie des artefacts trouvés pour le tronçon d'Ounjougou suggère aussi un déplacement des populations du fond de vallée vers les interfluves. Alors qu'au début de la période (HR2Aa : 3720-3380 cal. BP ; 1780-1430 BC), les premiers vestiges d'habitats reconnus pour la région ont été découverts dans la sédimentation alluviale du fond de vallée du Yamé, au site des Varves, pour les périodes suivantes (HR2Ab et HR2B : 3380-2900 cal. BP ; 1310-830 BC) les principales trouvailles ont été faites sur les glacis dominant la vallée. Cependant, les vestiges retrouvés à Kélisogou témoignent plutôt d'habitats secondaires (Ozainne *et al.*, 2009a ; Ozainne, 2013). Il est alors possible que les villages permanents aient été localisés sur les buttes gréseuses comme c'est le cas aujourd'hui. Enfin, l'ensemble du mobilier archéologique (céramique, meules, haches polies...) retrouvé à Ounjougou indique le développement d'une économie de production et vraisemblablement dans toute la vallée du Yamé puisque des tessons de céramiques avec le même décor ainsi que des haches polies ont été observés dans de nombreux sites de la vallée et le long de la falaise (Ozainne *et al.*, 2009a ; Ozainne, 2013). On peut également envisager qu'un retour vers des conditions plus humides ait encouragé les populations avec des pratiques agro-pastorales à s'éloigner du fond de vallée trop humide et défavorable à l'élevage.

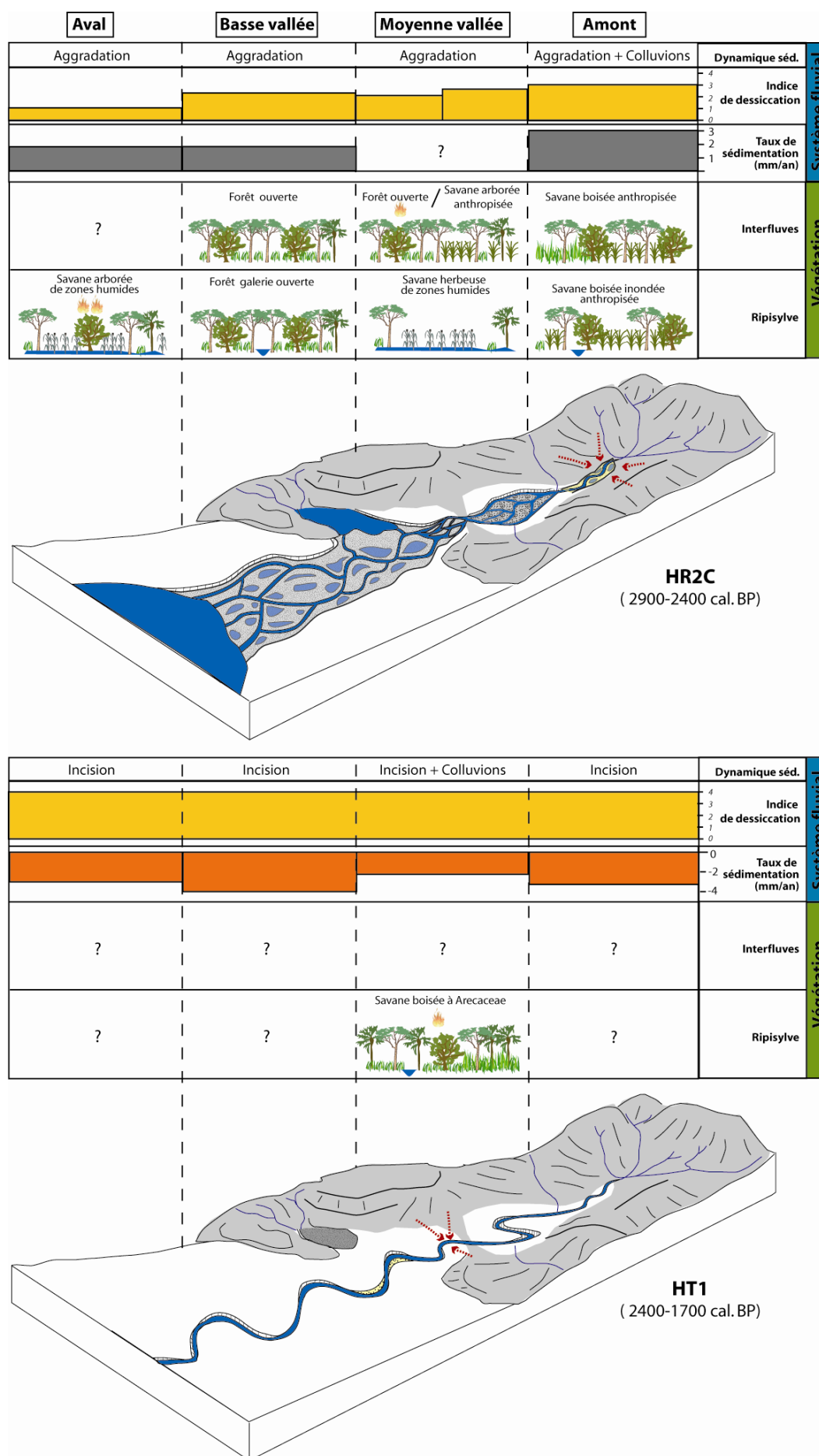


Figure 9.8 : Reconstitution des paysages fluviaux au cours des périodes HR2C et HT1

Au cours de **HR2C** (2900-2400 cal. BP ; 900-400 BC), les tronçons situés à l'amont et dans la moyenne vallée possèdent une évolution similaire même si on observe la mise en place des premiers sédiments colluviaux sur les interfluvés d'Ounjougou. La basse vallée connaît une nouvelle métamorphose avec l'augmentation importante des débits solides qui permet l'exhaussement du fond de vallée et le développement d'une large plaine alluviale marécageuse. À Bandiougou et à Sampara, l'identification d'environnements palustres témoigne de la remontée des nappes phréatiques et de conditions climatiques humides. Mis à part à Ounjougou, les zones humides du fond de vallée ne s'assèchent pas et la saison sèche ne marque pas la plaine alluviale de son empreinte. Néanmoins, cette période représente un tournant dans l'histoire des paysages fluviaux du fait d'une augmentation de la charge solide pour l'ensemble de la vallée sauf à l'extrémité aval. La végétation connaît aussi une profonde transformation par rapport à la période précédente. Sur le plateau gréseux, elle est nettement plus ouverte et anthropisée avec l'enregistrement de la culture du mil, suggérant l'expansion spatiale de l'agriculture dans les haute et moyenne vallées. Ainsi, le développement des sédiments colluviaux à l'amont est sans doute lié à l'ouverture des paysages par les agriculteurs et à l'érosion des sols cultivés. La quantité des vestiges archéologiques observés à Ounjougou est inférieure à la période précédente. Cela ne traduit pas forcément une diminution des occupations de la vallée mais un déplacement des villages qui n'ont pas été repérés lors des fouilles et sondages (Ozainne, 2013). Ainsi, des tessons de céramiques décorés au « peigne fileté » ont été découverts dans un ravin à Fiko. Le décor reflète les dernières occupations néolithiques de la région au cours du 1^{er} millénaire avant notre ère (Ozainne, 2005 ; 2013). Il est possible que les populations se soient dispersées sur le plateau gréseux. Parallèlement, l'établissement de population est aussi identifié dans la plaine du Séno et le long de la falaise (Ozainne, 2013). Dans la basse vallée, l'apport sédimentaire est important malgré une forêt galerie persistante. Il est possible que cet accroissement des flux sédimentaires soit lié au défrichement agricole de la haute et moyenne vallée du Yamé. En effet, la basse vallée ne semble pas encore marquée par l'action des hommes qui se localisent principalement sur le plateau gréseux. En revanche, à l'aval, la végétation du fond de vallée marécageux est affectée par de nombreux incendies comme en témoigne l'abondance de phytolithes carbonisés. Ils traduisent vraisemblablement une volonté anthropique d'ouverture des paysages de fond de vallée à des fins pastorales ou pour la chasse. Les premiers vestiges de faune consommée par les populations de la région découverts dans la plaine du Séno témoignent d'une consommation qui ne concerne quasiment que la faune sauvage (antilope, rat de Gambie, tortue...). Sur l'ensemble du corpus, une seule pièce a été identifiée comme appartenant à un bœuf domestiqué. Dans l'ensemble, le système fluvial du Yamé est caractérisé par un accroissement de la charge solide qui est le résultat de forçage interne au bassin versant, à savoir une ouverture des paysages par l'Homme dans la haute et moyenne vallée. L'aridification du climat peut aussi être en partie liée.

9.2.2. Une incision synchrone dans l'ensemble du fond de vallée au début de l'Holocène terminal (2400-1700 cal. BP)

Cette période est une phase clé dans l'histoire de l'évolution du système fluvial. Elle correspond, pour l'ensemble de la vallée à une profonde incision du chenal dans les dépôts antérieurs. Celle-ci varie de 2mm/an dans la moyenne vallée à 3.8mm/an dans la basse vallée. Cette incision est la résultante d'une modification dans l'équilibre des débits solides et liquides. Le développement de colluvions pédogénésées par la suite dans la moyenne vallée témoigne de la disponibilité des sédiments sur les versants et donc de la faiblesse des écoulements longitudinaux capable de les transporter. Le modèle établi à partir des crises de sécheresse des années 1970-1980 semble à même de nous permettre de comprendre les conditions environnementales qui ont prévalu à cette incision. Il est possible d'émettre l'hypothèse que cette incision

de plusieurs mètres du plancher alluvial est le résultat de crues répétées. Les conséquences spectaculaires de ces crues s'expliquent vraisemblablement par un contexte climatique aride où le bassin versant était particulièrement sensible et vulnérable aux pluies intenses qui surviennent lors des orages. En effet, l'aridité associée à une saisonnalité plus marquée appauvrissent fortement la végétation. Celle-ci ne permet plus de protéger les sols du bassin versant aussi efficacement ce qui favorise alors l'accroissement de la fourniture sédimentaire. L'enregistrement de cette incision dans l'ensemble de la vallée possède une origine externe au bassin versant puisque celui-ci réagit de la même manière. L'assèchement de la vaste zone humide à l'aval du lac de Bandiougou, transformé en une zone palustre, confirme le passage à une période climatique beaucoup plus sèche. Seule l'analyse des phytolithes contenus dans les colluvions pédogénésisés a permis d'apporter des informations sur la végétation de cette période. Ils indiquent qu'une forêt galerie à *Arecaceae* se met en place vraisemblablement à la fin de la crise climatique lors de la formation d'un sol sur les colluvions dans le secteur de Fiko. L'observation d'un hiatus archéologique pour presque l'ensemble du Pays Dogon signale aussi le caractère contraignant de cette période pour l'établissement des populations. Les seuls vestiges rattachés à cette période ont été découverts dans la falaise de Bandiagara. Ces tombes funéraires en colombins érigées à Pégué entre 2500-1600 BP (550 BC-350 AD) (Huysecom *et al.*, 2009a) témoignent que les populations n'ont pas abandonné la région et se sont réfugiées là où les conditions étaient les plus favorables. En effet, il est fort probable que la falaise, dotée à la base de nombreuses résurgences gréseuses ait représenté un secteur privilégié lors des périodes sèches.

9.2.3. L'Holocène terminal 2 - 6 (1700-24 cal. BP ; 300-1936 AD) : des conditions plus humides et une anthropisation croissante

La période **HT2** (1700-1410 cal. BP ; 300-500 AD) marque un retour vers une aggradation alluviale dans l'ensemble du fond de vallée. À l'amont, la sédimentation est rythmée par des dépôts de chenaux et de débordement au sein d'une plaine alluviale s'asséchant saisonnièrement alors que dans la moyenne vallée et à l'aval, se développe un système fluvial à méandres. Cet ajustement est le signe d'une augmentation des apports solides et des débits liquides. En revanche, dans la basse vallée, le développement d'une plaine alluviale marécageuse mal drainée témoigne de débits liquides et solides importants et d'un niveau élevé des nappes phréatiques. Les enregistrements sédimentaires de Bandiougou vont aussi dans ce sens puisque la superficie du lac et des zones marécageuses est supérieure à celle de l'Holocène récent. Les informations disponibles sur la végétation sont faibles. On note cependant que les interfluves sont caractérisés par une savane boisée alors que le signal de l'agriculture a été identifié dans la moyenne et la basse vallée. Concernant la ripisylve, elle est plus ouverte à l'aval et correspond principalement à une végétation hygrophile alors que dans la basse vallée, elle oscille entre une savane boisée anthropisée à Baïma et une végétation plus fermée de type forêt ouverte à Samoloye. D'une manière générale, les feux sont absents des interfluves de la moyenne vallée mais sont enregistrés dans la basse vallée et à l'aval. Ainsi, les paysages fluviaux de la vallée du Yamé sont variés de l'amont vers l'aval. Alors que certains secteurs témoignent d'une réduction importante de la charge solide et de manière moins importante des débits liquides, suite peut être à une revégétalisation du bassin versant, la sédimentation d'autres secteurs indique une augmentation importante du niveau des nappes. Ainsi, le système fluvial du Yamé suggère dans son ensemble une modification des facteurs externes, plutôt d'origine climatique avec l'affirmation d'une période plus humide. Les vestiges archéologiques sont rares dans la région pour cette période. Les populations continuent à peupler la zone de la falaise puisque, mis à part à Pégué où l'installation date de la période précédente, de nouvelles tombes érigées au cours de 1700-1300 cal. BP (250-750 AD) et utilisées jusqu'au 10^{ème} s. AD, ont été découvertes à Dourou-Boro (Huysecom *et al.*, 2008, 2009a). Dans la plaine

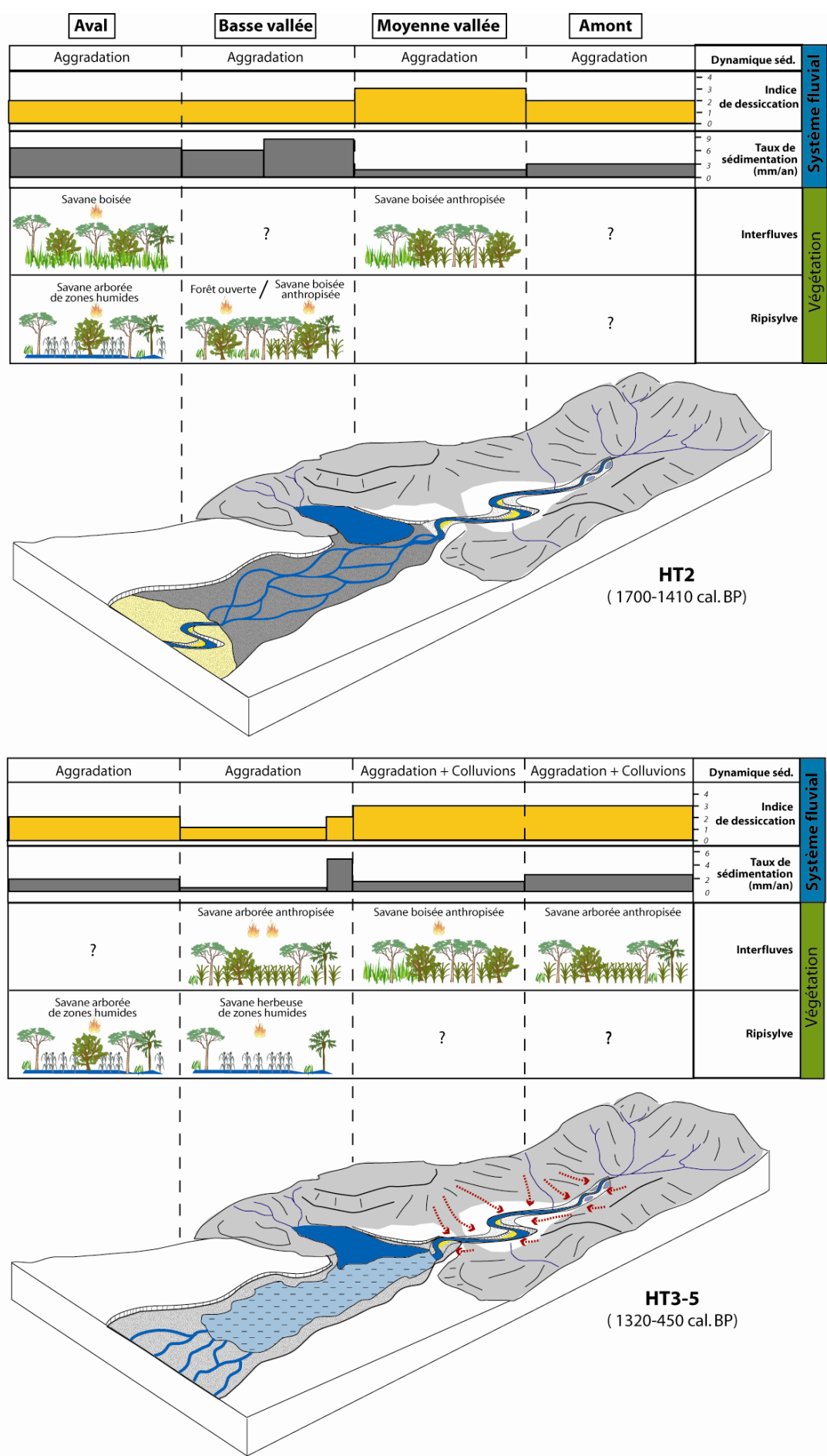


Figure 9.9 : Reconstitution des paysages fluviaux au cours des périodes HT2 et HT3-5

du Séno, l'occupation d'un tell à Damassogou se situe entre le 2^{ème} et le 12^{ème} s. AD (Huysecom *et al.*, 2006, 2007 ; Guindo, 2006). Aucun vestige archéologique n'a été identifié dans la vallée du Yamé. Pourtant, les analyses phytolithiques témoignent de la pratique de l'agriculture dans la moyenne vallée et au début de la basse vallée (Baïma).

Au cours de la période suivante (**HT3-5** : 1320-450 cal. BP ; 500-1500 AD) le fond de vallée est en aggradation dans l'ensemble de la vallée. À l'amont et dans la moyenne vallée, le système fluvial reste globalement identique par rapport à la période précédente. Cependant, à l'amont, on observe le développement généralisé du colluvionnement témoignant d'une érosion accrue sur les versants au cours de cette période. L'ensemble de la basse vallée est constituée d'une zone humide indiquant une abondance hydrologique alors qu'à Sampara, le niveau des nappes diminue comme le montre le développement d'une plaine alluviale marécageuse qui s'assèche. Ces dynamiques différentes de l'amont vers l'aval reflètent un rôle majeur des facteurs internes dans l'ajustement du système fluvial. Au contraire, la végétation est assez homogène de l'amont vers l'aval. Sur les interfluves, on enregistre une savane arborée ou boisée anthropisée. Les feux, relativement abondants dans la moyenne vallée, décroissent de l'amont vers l'aval. Enfin, dans la basse vallée et à l'aval, la végétation de fond de vallée est caractéristique des zones humides mais la densité ligneuse est cependant plus forte à l'aval. Ainsi, on observe une homogénéisation de la végétation au cours de cette période en réponse à l'anthropisation croissante qui se généralise au sein du bassin versant. Les traces d'occupation sont, en effet, plus nombreuses pour cette période dans l'ensemble de la région. Sur le plateau gréseux, des structures d'habitats ont été découvertes à Ounjougou, aux sites du Promontoire (7^e-13^e s. AD) (Huysecom *et al.*, 2000, 2001 ; Mayor *et al.*, 2005), de Kokolo (12^e-13^e s. AD) (Huysecom *et al.*, 2006, 2007, 2008, 2009 ; Keïta et Coulibaly, 2006) ainsi que dans l'abri sous roche de Dangandouloun (7^e-12^e s. AD) (Mayor, 2003, 2011 ; Mayor *et al.*, 2005). Dans la moyenne vallée, une activité métallurgique est attestée à Fiko à partir du 7^{ème} s. AD et perdure jusqu'au 20^{ème} s. AD alors qu'à Kéma, la réduction du fer ne dure que quelques siècles (11-15^{ème} s. AD) (Robion-Brunner, 2010). Dans la plaine du Séno, les datations effectuées sur plusieurs buttes d'habitat indiquent une occupation jusqu'au 13^{ème}-14^{ème} s. AD (Huysecom *et al.*, 2006, 2007, 2008, 2010 ; Guindo, 2006). Les datations effectuées lors des fouilles menées au pied de la falaise à Songona suggèrent aussi une occupation au cours du 5^{ème}-11^{ème} s. AD. On observe l'abandon de presque toutes ces occupations dès les 13^e-14^e siècles, période qui coïncide plus ou moins avec l'arrivée des premiers Dogons fuyant le Mandé et s'installant sur le plateau et dans la falaise, entre 1230 et 1430 AD (Mayor *et al.*, 2005). Ainsi, le corpus archéologique disponible au Pays dogon témoigne de dynamiques de peuplement importantes au sein du bassin versant. Cette période est marquée par une forte instabilité humaine du peuplement dogon, liée à l'instabilité climatique et politique (Mayor, 2011 ; Mayor *et al.*, 2005).

Au cours des cinq derniers siècles (**HT6** : 450-24 cal. BP ; 1500-1936 AD), les zones humides se propagent à l'amont de la vallée comme le montre l'enregistrement de dépôts palustres à Ounjougou. Dans la moyenne vallée, un chenal à méandres est toujours en place alors que dans la basse vallée, la sédimentation argileuse indique toujours un milieu palustre et un niveau des nappes phréatiques élevé. À l'aval, on observe toujours une plaine alluviale marécageuse s'asséchant au cours de l'année. Concernant la couverture végétale du bassin versant, on assiste de l'amont vers l'aval à une homogénéisation complète de la végétation avec une savane arborée anthropisée sur les interfluves de l'ensemble de la vallée et dans le fond de vallée du plateau gréseux. Dans la basse vallée et à l'aval de la vallée, la ripisylve est hygrophile. Elle est cependant comme auparavant, toujours plus arborée à l'aval. Enfin, les feux sont localisés exclusivement dans ces deux zones. Ainsi, pour cette période, l'ensemble de la vallée témoigne d'une abondance hydrologique en réponse à un niveau de la nappe phréatique toujours élevé. Cependant, à Ounjougou, cette évolution résulte aussi de conditions géomorphologiques locales.

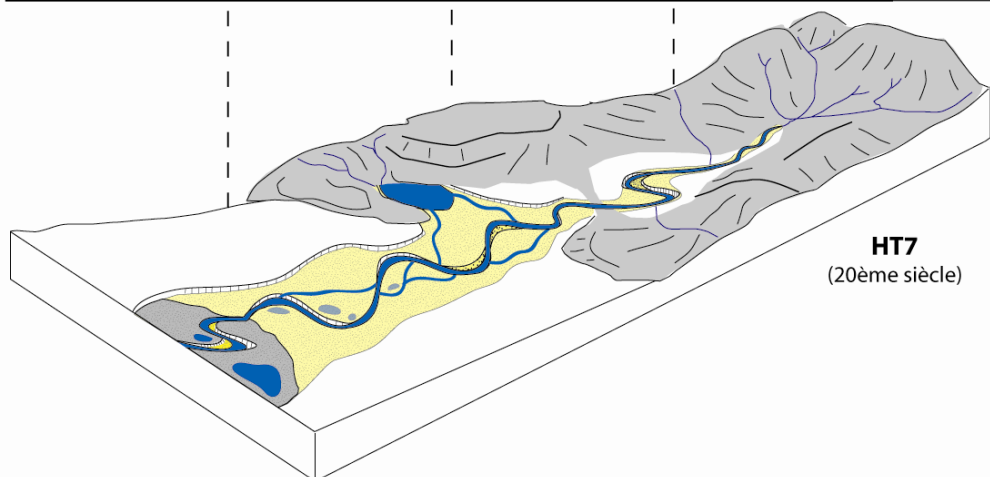
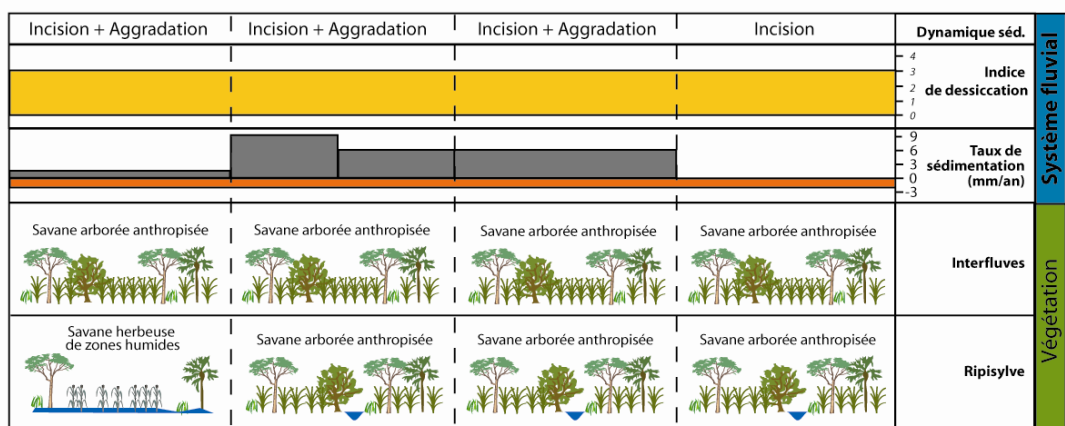
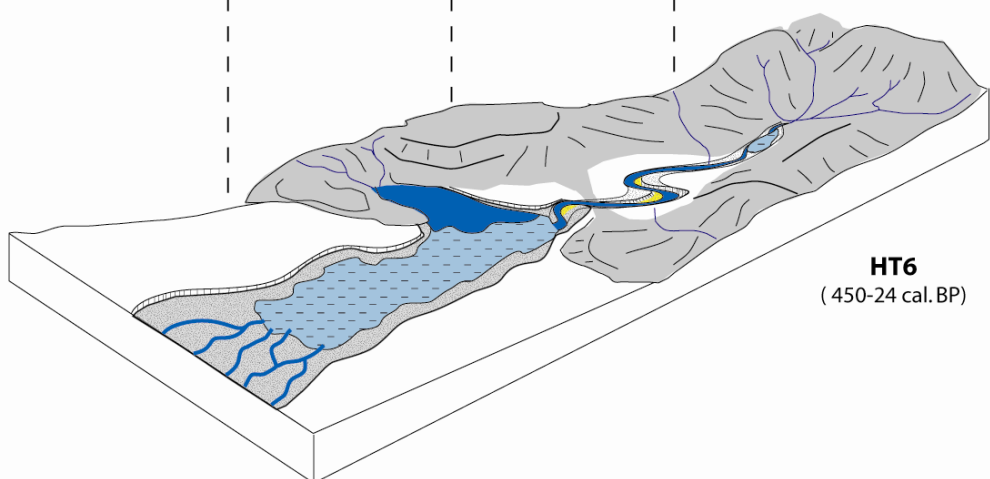
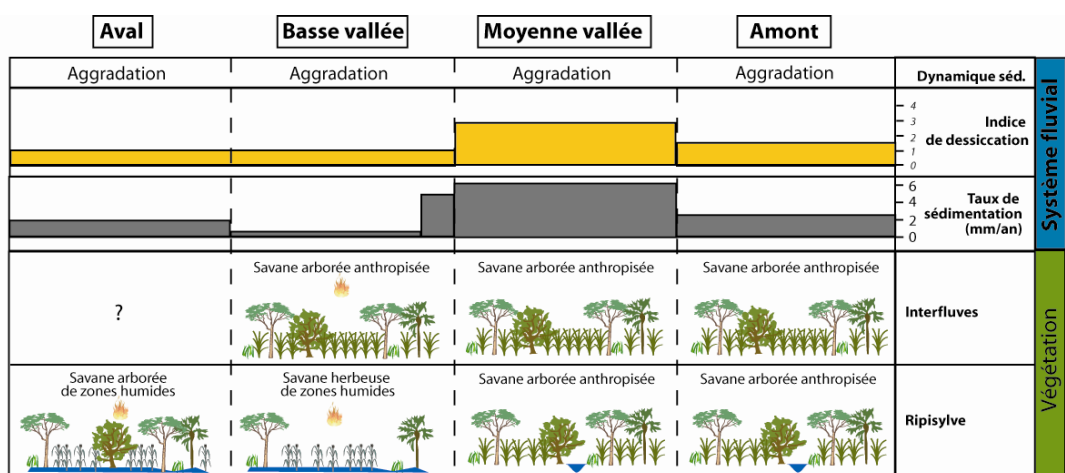


Figure 9.10 : Reconstitution des paysages fluviaux au cours des périodes HT6 et HT7

En effet, le colmatage par des apports colluviaux lors de la période précédente a pu créer un bouchon sédimentaire à l'aval du tronçon favorisant la défluviation du Yamé et la création d'une zone marécageuse. Les paysages sont en revanche fortement anthropisés. Entre le 15^e et le 19^e s. AD, on observe la fondation de la plupart des villages actuels (Mayor, 2011 ; Mayor *et al.*, 2005).

Enfin au cours des dernières décennies (**HT7** : post 1936 AD), la vallée du Yamé connaît une nouvelle métamorphose des paysages fluviaux. Une incision est observée à l'amont de la vallée où elle atteint une profondeur spectaculaire de 12 m (voir supra). Dans le reste de la vallée, on suppose une érosion des berges latérales importantes alors que les sédiments évacués sont ensuite redistribués plus à l'aval, sous forme de basse et de très basse terrasse. Mis à part à l'amont, on observe un exhaussement important au cours de ces dernières décennies.

9.3. Les rythmes de détritisme au sein du bassin versant : changement climatique ou impact anthropique ?

À partir des données disponibles pour chacun des tronçons de la vallée du Yamé, il est possible de quantifier les variations du stockage sédimentaire dans le fond de vallée pour les sept derniers millénaires. Cela nous permet ainsi de déterminer les périodes d'expression du détritisme dans la vallée du Yamé et les secteurs particulièrement concernés. L'objectif est ensuite de mettre en avant les causes responsables de l'accélération du détritisme à différentes échelles spatio-temporelles.

9.3.1. Quantification des stocks sédimentaires

9.3.1.1. Caractérisation des volumes stockés

L'étude chronostratigraphique des dépôts, établie à partir des investigations réalisées sur le terrain et en laboratoire et des datations disponibles, permet de caractériser l'épaisseur du remplissage sédimentaire pour chacune des périodes et des tronçons étudiés. Afin de quantifier le volume des sédiments piégés pour l'ensemble de la vallée, l'organisation de l'architecture du remplissage sédimentaire a été extrapolée à chacun des tronçons de 500 m de long. Cette analyse, malgré son caractère exploratoire, permet tout de même de donner une idée des rythmes de remplissage du fond de vallée au cours des sept derniers millénaires. La méthode de calcul du volume des sédiments stockés est simple : pour chacun des tronçons de 500 m, l'épaisseur de la séquence a été multipliée par la surface de la plaine alluviale. Cependant, quelques ajustements ont été effectués selon les observations locales. La phase d'incision au cours de HT1 (2400-1700 cal. BP ; 400BC-300AD) ne concerne pas l'ensemble de la surface de la plaine alluviale mais plutôt le chenal. Ainsi, l'épaisseur du sédiment expulsé a été multipliée par la surface du chenal. De même, pour le secteur 2, le stockage sédimentaire a été calculé uniquement pour le tronçon d'Ounjougou car c'est seulement à cet endroit qu'il est effectif grâce notamment aux conditions géomorphologiques locales marquées par la présence de barres gréseuses qui permettent le piégeage des sédiments.

Pour chacun des secteurs, le calcul du volume a été effectué pour les différentes périodes. Cependant, afin de pouvoir comparer les volumes et d'améliorer l'interprétation, les données ont été normalisées. Il a été nécessaire de corriger les valeurs obtenues en tenant compte de la durée des périodes représentées ainsi que de la longueur de chacun des tronçons. Le volume de sédiments stockés est donc exprimé par année et par km.

9.3.1.2. Dynamique spatio-temporelle du remplissage sédimentaire de la vallée du Yamé

Le total des sédiments piégés dans la vallée du Yamé est estimé à 292 millions de m³ (Tab.9.3).

Les secteurs 4 et 5, qui représentent 110 et 87 millions de m³, enregistrent les deux tiers du remplissage sédimentaire de l'ensemble de la vallée. La faiblesse des pentes ainsi que la largeur de la plaine alluviale pour le secteur 4 notamment, expliquent le volume élevé du remplissage sédimentaire. Si l'on fait le rapport entre le stockage sédimentaire et la longueur de chacun des secteurs, les secteurs de la zone de sédimentation (basse vallée et aval) stockent un volume de sédiments nettement supérieur à ceux de la partie haute et de la moyenne vallée (Tab.9.3). Le volume estimé par km représente 9,8 M m³ pour le secteur 4 ; 3,7 M m³ pour le secteur 5 et enfin 4,5 M m³ pour le secteur 6. En revanche, le secteur 1, où le Yamé est encaissé dans les grès, conserve un volume de sédiment très faible avec 0,03 M m³ par km. Pour le secteur 2 et le secteur 3, celui-ci est supérieur mais reste faible en comparaison avec les secteurs en aval.

	Haute vallée		Moyenne vallée		Basse vallée		Aval
	Secteur 1	Secteur 2	Secteur 3	Secteur 4	Secteur 5	Secteur 6	
Epaisseur du remplissage sédimentaire (m)	0.5	2	3	10	10	8	
Volume stocké estimé (Mm³)	0.5	4.3	44.5	110.0	86.9	46.5	
Volume stocké estimé par km (Mm³)	0.03	0.3	0.8	9.8	3.7	4.5	

Tableau 9.3 : Estimation du volume de sédiments piégés dans le fond de vallée des différents secteurs de la vallée du Yamé.

Le remplissage sédimentaire de chacun de secteurs estimé par année montre une grande variabilité spatio-temporelle. Trois périodes témoignent en particulier d'un colmatage important alors qu'au contraire, deux autres périodes sont significatives d'une incision notable de l'amont vers l'aval du bassin versant (Fig.9.11).

Pour la majeure partie de l'**Holocène récent** (5320-2900 cal. BP ; 3370-900 BC) la sédimentation est relativement faible dans le fond de vallée mais le volume de sédiments stockés augmente de l'amont vers l'aval du bassin versant. Au total, le volume estimé va de 3 m³/an/km à Ounjougou à 804 m³/an/km pour le secteur 6.

La période suivante, **HR2C** (2900-2400 cal. BP ; 900-400 BC), marque un tournant important dans la morphogénèse de la vallée du Yamé puisque le volume de sédiments piégés s'intensifie pour tous les secteurs. Le colmatage du fond de vallée représente un volume total de 221 000 m³/an. Dans la moyenne vallée (secteur 3), il est multiplié par 9 atteignant désormais plus de 950 m³/an/km. Dans le secteur 4, le colmatage par ces sables fins est aussi très important et représente 8234 m³/an/km. Quoique toujours notable, la sédimentation dans le fond de vallée diminue ensuite vers l'aval pour atteindre plus de 2757 m³/an/km pour le secteur 5 et enfin près de 1147 m³/an/km pour le secteur aval. Cette période caractérise un changement des conditions environnementales relativement important, notamment dans la moyenne vallée où l'aggradation est importante. Ensuite, le remblaiement du fond de vallée s'atténue au fur et à mesure de la traversée de la zone d'accumulation.

Au cours de **HT1** (2400-1630 cal. BP ; 400 BC-300 AD) la dynamique sédimentaire s'inverse avec une incision notable pour l'ensemble de la vallée. Au total, le volume purgé lors de cette phase a été estimé à 38 000 m³/an. Cette incision est particulièrement marquée dans la moyenne vallée pour le secteur 3 avec

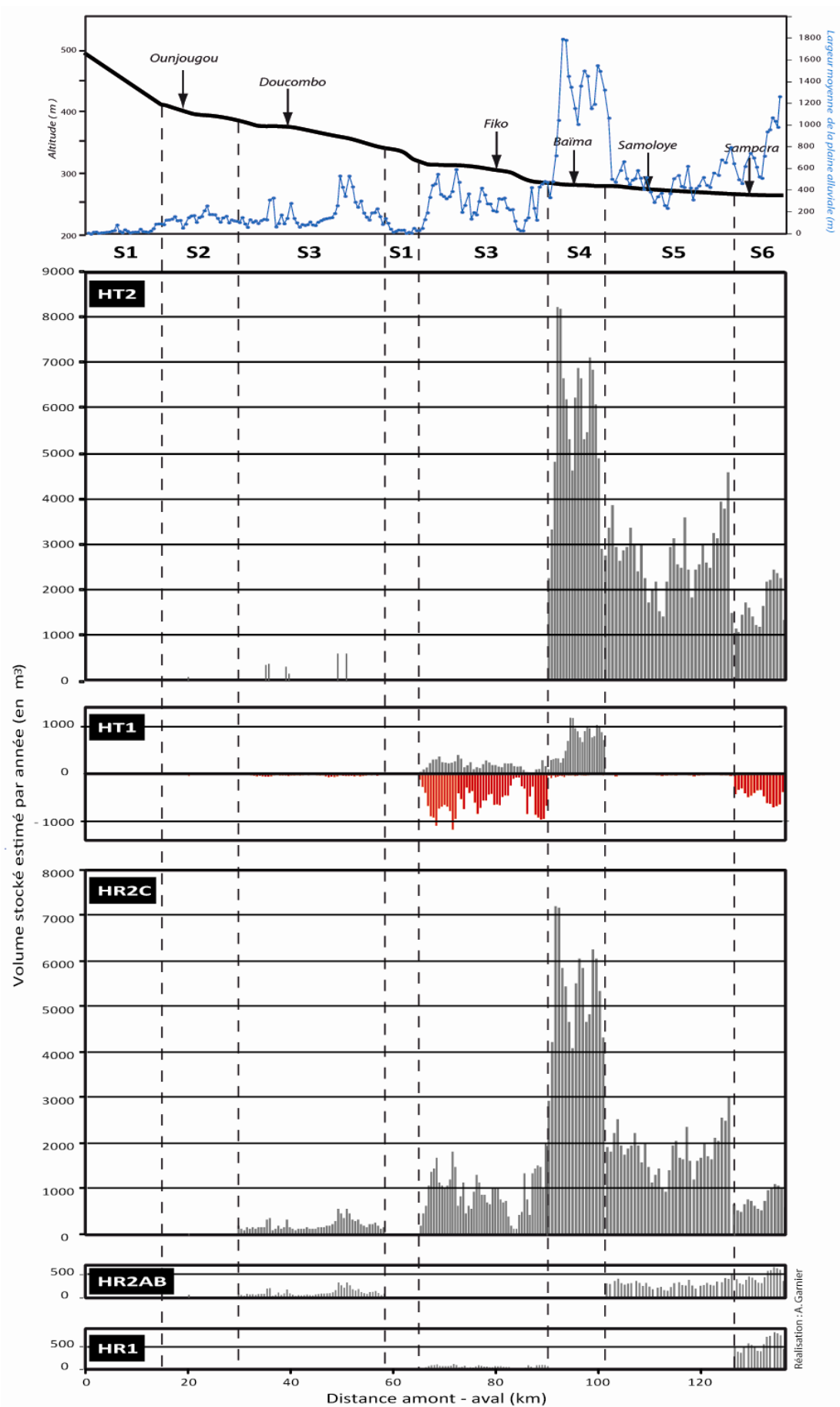


Figure 9.11 : Volume stocké par période par tronçon de 500 m de l'amont vers l'aval de la vallée du Yamé

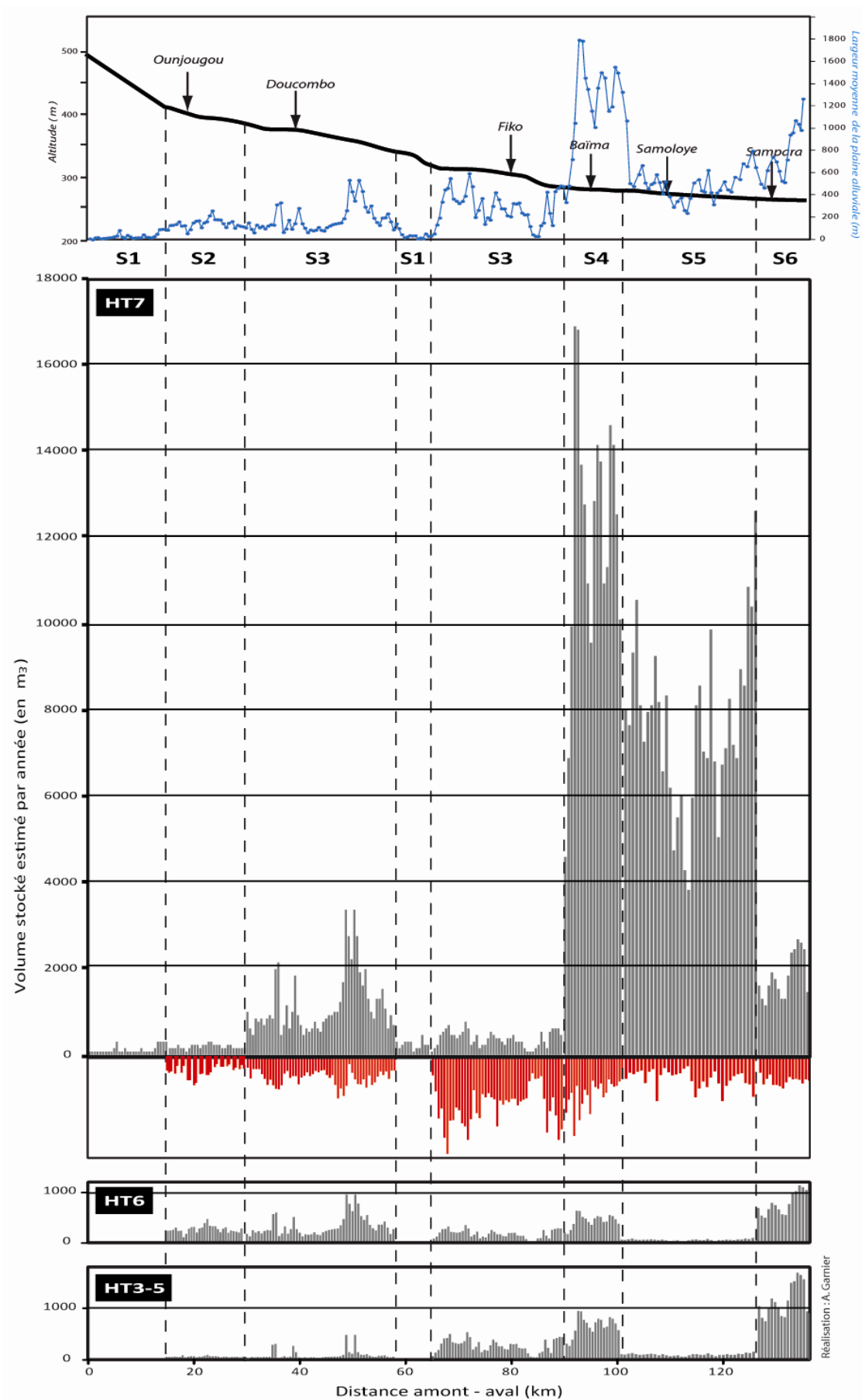


Figure 9.11 (suite) : Volume stocké par période par tronçon de 500 m de l'amont vers l'aval de la vallée du Yamé

l'exportation de plus de 29 000 m³/an soit 540 m³/an/km. Cette incision est relativement faible dans la basse vallée avec le retrait, respectivement pour les secteurs 4 et 5, d'un volume de 71 m³/an/km et de 40 m³/an/km. Enfin, cette incision est bien représentée à l'aval avec l'évacuation de 745 m³/an/km de sédiments. Cependant, des sédiments ont été identifiés dans les secteurs 3 et 4 et témoignent d'une aggradation partielle de la vallée du Yamé au cours de cette période. Dans le secteur 3, le colmatage, principalement colluvial, représente un volume de 168 m³/an/km. En revanche, dans la basse vallée, le volume sédimentaire stocké est nettement plus important avec 1336 m³/an/km. Il résulte vraisemblablement du piégeage des sédiments suite à l'incision antérieure, notamment dans la moyenne vallée où celle-ci s'est principalement illustrée. Cependant, cette incision n'est pas constante au cours de cette période mais semble plutôt le résultat de crues éclairs vigoureuses (voir supra).

Les siècles suivants (**HT2** : 1630-1410 cal. BP ; 300-500 AD) marquent de nouveau un tournant avec une aggradation dans l'ensemble de la vallée. Le volume de sédiments stockés est légèrement supérieur à celui de HR2C avec un volume total de 234 500 m³/an. Si le secteur 3 enregistre un colmatage plus faible avec seulement 46 m³/an/km, le remplissage sédimentaire est particulièrement développé dans la basse vallée puisque le volume stocké pour les secteurs 4 et 5 représente respectivement 9357 m³/an/km et 4234 m³/an/km. Il atteint 2608 m³/an/km pour le secteur aval.

Les périodes allant de **HT3-HT6** (1410-24 cal. BP ; 500-1936 AD) présentent le même modèle d'enregistrement sédimentaire même si le colmatage est plus faible dans l'ensemble. Au total, le volume stocké est de 68 000 m³/an. D'une manière générale, le volume stocké est plus important dans les secteurs 4 et 6 alors que pour le secteur 5, la sédimentation est quasiment inexistante. Pour la période HT6, on remarque que les secteurs amont et de la moyenne vallée connaissent une aggradation plus importante qui équivaut presque au volume des autres secteurs.

Enfin, la dernière période (**HT7** ; 1936-2010 AD) témoigne d'une nouvelle transformation puisque l'on observe une incision notable dans les dépôts antérieurs. Cela représente une érosion d'un volume équivalent à 10 millions de m³. Les causes de cette incision ont été exposées au début de ce chapitre. Parallèlement à cet événement, on observe une aggradation très importante représentant un volume de 613 000 m³/an pour l'ensemble de la vallée. Le colmatage est principalement identifié dans la basse vallée puisqu'elle atteint 19 300 m³/an/km pour le secteur 4, 11 600 m³/an/km pour le secteur 5. Ainsi, il semble que les apports sédimentaires proviennent principalement du plateau gréseux.

La caractérisation du remplissage sédimentaire à différentes échelles spatio-temporelles est une clé essentielle dans la compréhension des dynamiques environnementales du bassin versant du Yamé au cours des sept derniers millénaires. Cette étude a permis de dissocier les périodes de fort détritisme de celles au contraire caractérisées par une nette incision mais aussi de montrer que les différents secteurs du bassin versant n'évoluent pas tous au même rythme. Elle permet une meilleure compréhension des facteurs locaux et de la complexité du bassin versant. Ainsi, le secteur 4 est un espace vital dans le fonctionnement global du système fluvial puisqu'il représente une zone de piégeage importante des sédiments. La réduction de la pente ainsi que la large plaine alluviale permettent aux crues de s'y épanouir et favorisent ainsi une atténuation des flux liquides et le dépôt des sédiments. Même lors de la période HT1 marquée par une incision vigoureuse pour l'ensemble de la vallée, c'est la seule zone qui connaît une aggradation supérieure à l'incision. Enfin, cette analyse nous apporte aussi une autre information concernant le secteur 6, à l'aval. Pendant les phases d'aggradation (HR2C ; HT2 et HT7), on observe une continuité longitudinale du remplissage sédimentaire avec une diminution de l'amont vers l'aval du volume stocké/an/km. En revanche, lors des périodes d'accalmies et notamment HT3-HT6, alors que la sédimentation reste élevée pour le secteur 4, elle est faible pour le secteur 5, indiquant l'affaiblissement du transfert sédimentaire du fait de l'épuisement de la charge après le dépôt dans le secteur précédent. Cependant, l'aggradation est

élevée pour le secteur 6, suggérant que soit des apports latéraux propres à ce tronçon ou des apports allogènes viennent nourrir l'extrémité aval de la plaine alluviale du Yamé. À la vue du fonctionnement actuel de ce secteur et de sa proximité avec le Niger, la deuxième explication semble nettement plus probable. Pour cette période, au moins, ce secteur a été en partie déconnecté du Yamé et l'aggradation résulte principalement des apports du Niger.

9.3.2. Impact des contraintes environnementales sur la production sédimentaire

La production détritique du bassin versant fluctue au cours des sept derniers millénaires avec des périodes de forte aggradation des fonds de vallée et au contraire, des périodes de déstockage suite à l'incision dans les dépôts antérieurs. Afin de comprendre les facteurs qui ont été prépondérants dans l'accélération de la production sédimentaire à certaines périodes, il est nécessaire de comparer ces données avec celles de l'évolution des paramètres environnementaux du bassin versant du Yamé (Fig.9.12).

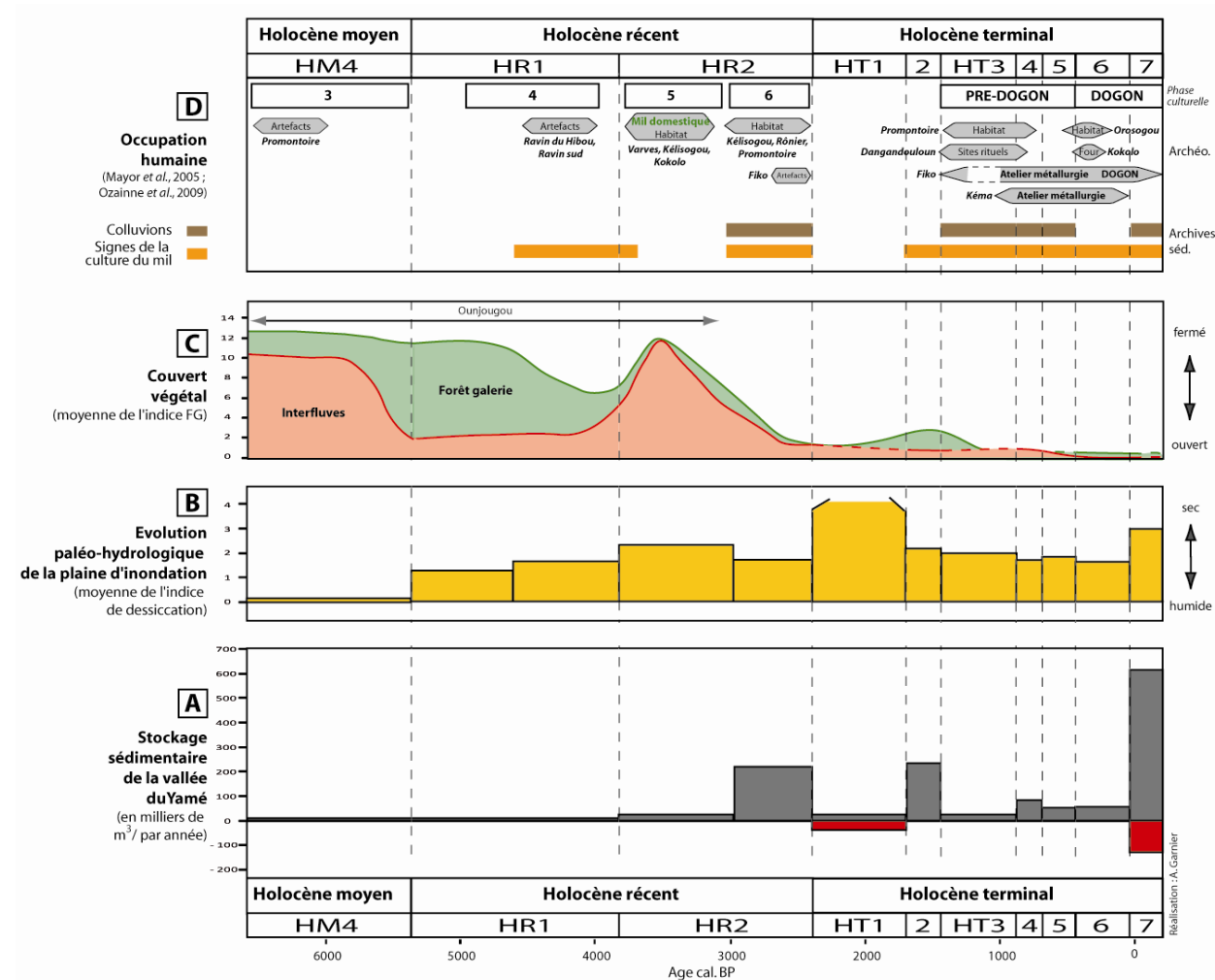


Figure 9.12 : Production détritique du bassin versant du Yamé (A) et évolution des principaux paramètres environnementaux au cours des sept derniers millénaires (B, C, D).

Ainsi, le remplissage sédimentaire (A) a été comparé aux données du système fluvial (B), aux données relatives à l'évolution du couvert végétal au travers de l'étude des phytolithes² (C) et à celles de l'occupation humaine issues des archives sédimentaires et de l'archéologie (D) (Fig.9.12).

Pour la vallée du Yamé, trois périodes de fort détritisme ressortent avec un stockage relativement important notamment à l'aval du bassin versant (HR2C, HT2 et HT7) alors que deux autres périodes sont significatives d'un déstockage sédimentaire notable suite à une incision dans les dépôts antérieurs (HT1 et HT7). L'objectif est ici de discerner ce qui relève de l'aridification du climat et de l'impact de l'Homme.

La première grande période de détritisme a lieu dans la première moitié du siècle avant notre ère (**HR2C** : 2900-2400 cal. BP ; 900-400 BC). Le taux de sédimentation est multiplié par dix pour l'ensemble de la vallée (24 000 à 221 300 m³/an/km). À Ounjougou, les archives sédimentaires témoignent de l'intensification de la saisonnalité avec l'assèchement des mares de plaine alluviale. En revanche, dans la basse vallée, les données paléohydrologiques de la plaine d'inondation suggèrent un milieu légèrement plus humide que la période précédente avec le développement de milieux palustres. Les autres données disponibles indiquent une ouverture brutale du couvert végétal sur les interfluves et dans le fond de vallée. On passe ainsi d'une végétation fermée forestière à une savane ouverte. Cette ouverture peut être le reflet d'une aridification du climat mais aussi d'une anthropisation croissante. En effet, sur le plateau gréseux, des graines de mil domestiqué ont été découvertes à Ounjougou indiquant la pratique de l'agriculture. Les analyses phytolithiques suggèrent aussi le développement de l'agriculture dans la moyenne vallée. Ainsi, même si des signes d'une pratique agricole sont enregistrés à Ounjougou dès HR1B, il semble que cette activité soit nettement plus intense plus d'un millénaire plus tard, et ait contribué à l'accélération de l'érosion du sol. De même, cette période fait suite à une augmentation de l'enregistrement d'artefacts archéologiques témoignant de la présence humaine (Ozainne, 2013 ; Ozainne *et al.*, 2009). Des vestiges d'habitats secondaires ont été observés à différents endroits dans le secteur d'Ounjougou alors que des tessons de céramique, avec un décor caractéristique de cette période de transition culturelle marquant la fin du Néolithique récent, ont été découverts à Fiko.

Ainsi, des conditions climatiques plus sèches associées à une pratique accrue de l'agriculture sur le plateau gréseux semblent être à l'origine d'une fragilisation du bassin versant et de l'accroissement de l'érosion des sols et des apports sédimentaires dans le fond de vallée. D'ailleurs, à Ounjougou, des sédiments colluviaux se développent pour la première fois.

La deuxième période de détritisme concerne **HT2** (1630-1410 cal. BP ; 300-500 AD). Le volume sédimentaire stocké est légèrement supérieur à celui de HR2C avec un total de 234 500 m³/an/km pour l'ensemble de la vallée. Cette période est particulière car elle fait suite à une phase très aride marquée par une incision importante dans l'ensemble de la vallée (HT1). Les données environnementales témoignent d'une phase humide avec une réactivation des flux hydriques et d'une fermeture de la forêt galerie par rapport à HR2C. Malgré l'absence d'artefacts archéologiques dans la vallée du Yamé pour cette période, les données phytolithiques suggèrent la présence d'agriculteurs sur le plateau gréseux et dans une partie de la

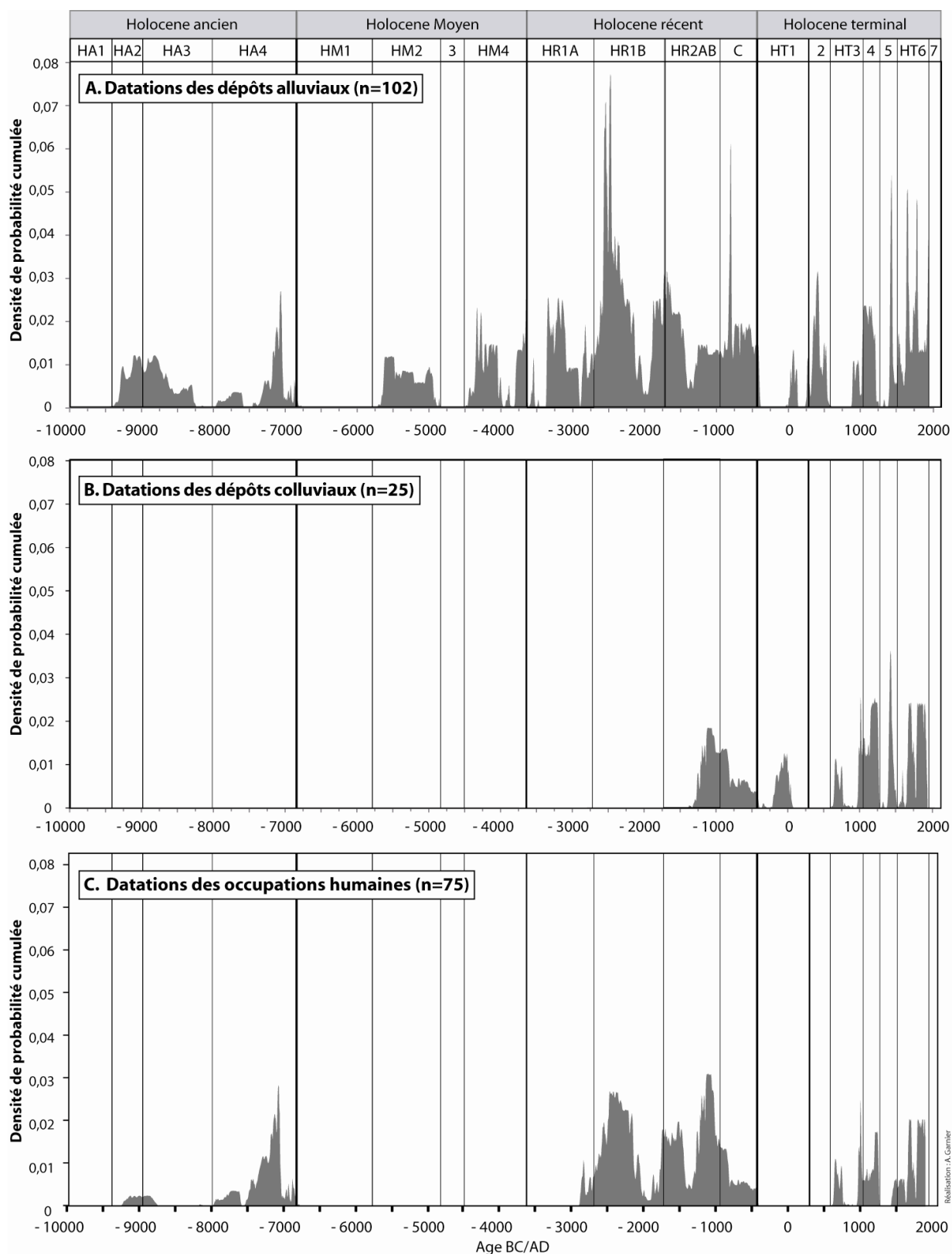
² Afin de représenter l'évolution de la végétation de manière synthétique et claire, nous avons fait le choix de calculer la moyenne de l'indice FG de l'ensemble des échantillons de la vallée du Yamé pour chacune des périodes. Cela permet de simplifier les données et de produire une image globale de l'évolution de la végétation afin de montrer les grandes tendances. Cependant, il est important de noter que les périodes de l'Holocène Moyen-Récent ne concernent quasiment que des échantillons du tronçon d'Ounjougou et que pour les échantillons ayant une faible représentativité des phytolithes de Poaceae (<5%), nous avons choisi de leur attribuer une valeur seuil de 18, pour les échantillons représentatifs du fond de vallée et 12, pour les échantillons représentatifs des interfluves, qui sont des valeurs maximales observées pour la période holocène. Cela évite une moyenne faussée par ces échantillons et ainsi totalement absurde mais reflète aussi le caractère fermé de ces paysages avec une valeur donnée cependant supérieure aux autres échantillons dont les GSCP sont supérieures à 5%.

basse vallée (Baïma) et semblent indiquer l'expansion de la pratique de l'agriculture dans le bassin versant. En revanche, le colmatage sédimentaire se développe principalement dans la basse vallée et à l'aval alors qu'aucune trace de colluvions n'a été observée dans la moyenne vallée. Ainsi, le scénario pour cette période apparaît différent de celui de HR2C. La période précédente (HT1) est marquée par l'instabilité de versants caractérisés par une végétation plus ouverte et moins protectrice. Le retour vers des conditions humides et la réactivation hydrologique résultante a favorisé l'augmentation des apports sédimentaires dans le fond de la vallée. Ainsi, l'aridification des paysages sur une longue période (HT1) a engendré une production sédimentaire qui a ensuite été évacuée vers le fond de vallée de la période plus humide. Les flux liquides semblent alors suffisants pour exporter les sédiments vers l'aval et ne pas participer au colmatage de la moyenne vallée.

La dernière période de détritisme est nettement plus récente puisqu'elle correspond aux dernières décennies (**HT7**). Malgré une période courte, le volume sédimentaire stocké est conséquent (49 Mm^3) représentant ainsi une aggradation de $613\,425 \text{ m}^3/\text{an}$. Cette phase de détritisme est le résultat d'une érosion des berges importante sur le plateau gréseux et d'une accumulation dans la basse vallée.

9.3.3. Le colluvionnement : un témoignage de l'impact anthropique ?

Les sédiments détritiques stockés dans le fond de vallée regroupent deux types de matériaux : ceux d'origine alluviale et ceux d'origine colluviale. Ces dépôts sont à l'origine de processus variés et apportent des informations complémentaires sur l'évolution des conditions environnementales du bassin versant. Dans la vallée du Yamé, les premiers ont été datés par 102 datations alors que les seconds en représentent 25 (Fig.9.13). Par ailleurs, 75 datations associées à des artefacts archéologiques découverts dans des sédiments alluviaux ou dans des sites archéologiques peuvent être ajoutées. Afin d'approfondir nos connaissances sur le rôle de chacun des facteurs de contrôles dans le changement des styles fluviaux et le développement des colluvions dans la vallée du Yamé, nous avons corrélié les datations archéologiques avec celles issues des archives sédimentaires. Ainsi, nous avons comparé les dates calibrées en les différenciant selon leur origine sédimentaire (alluviale, colluviale, archéologique) et en représentant graphiquement les densités de probabilités par une courbe cumulative (Fig.9.13). Alors que les datations issues des archives sédimentaires proviennent de l'ensemble du bassin versant, les données archéologiques résultent exclusivement des recherches menées à Ounjougou (Huysecom *et al.*, 2004b ; Mayor *et al.*, 2005 ; Ozainne *et al.*, 2009a) et à Fiko-Kéma (Eichhorn, 2012). Le cumul des densités de probabilités de datations radiocarbone est utilisé notamment pour comparer la dynamique des systèmes fluviaux et de mettre en relation les rythmes d'alluvionnement avec l'évolution paléoclimatique (Macklin *et al.*, 2006 ; Zielhofer et Fasut, 2008 ; Zielhofer *et al.*, 2008). Cependant, cette analyse doit être utilisée à titre indicatif seulement car cette méthode est aujourd'hui soumise à de nombreuses critiques de la part de la communauté scientifique (Lespez, 2012 ; Bleicher, 2013 ; Magny, 2013). Tout d'abord, la critique de cette méthode repose sur l'interprétation des datations utilisées en termes de dynamique alluviale, colluviale ou anthropique. Dans le premier cas, les dates peuvent correspondre à des phases d'aggradation alluviale déterminées soit par un excès de charge soit par un déplacement latéral du chenal (Hoffmann *et al.*, 2009 ; Notebaert et Verstraeten, 2010 ; Chiverell *et al.*, 2011). Les cumuls de dates peuvent alors sous-estimer les changements du style fluvial en leur accordant la même importance qu'aux changements de la dynamique interne du chenal (Lespez, 2012). Ensuite, le corpus de datations disponible n'est pas suffisant aujourd'hui pour mener ce type d'analyse probabiliste. Certains auteurs indiquent qu'un total de 500 datations minimum est nécessaire pour que le cumul de probabilité soit significatif (Chiverell *et al.*, 2011 ; Williams, 2012). De même, les résultats sont biaisés par la nature des courbes de calibration (Bleicher, 2013).



Nous avons cependant fait le choix de figurer ces informations car elles permettent de présenter les datations dans leur ensemble et de les comparer selon leur origine. Il s'agit donc ici de proposer une réflexion d'ensemble et non une discussion de détail avec une résolution chronologique fine qui nécessiterait un important travail sur les données de base et sur la courbe de probabilité. La comparaison

permet néanmoins quelques réflexions. Tout d'abord, si les datations radiocarbone issues des archives alluviales sont quasiment continues tout au long de l'Holocène, celles issues des sédiments colluviaux sont nettement plus récentes puisque les premières sont datées, dans les dépôts d'Ounjougou, d'HR2C (2900-2400 cal. BP ; 900-400 BC) (Fig.9.13). Enfin, les datations issues des sites archéologiques de la vallée du Yamé suggèrent une occupation plus sporadique. Plusieurs datations concernent l'Holocène ancien. Cette période marque l'émergence de la poterie avec la découverte à Ounjougou des plus vieux tessons d'Afrique subsaharienne. Cependant, cette innovation technique ne semble pas avoir eu de répercussions sur les paysages et le système fluvial (Neumann *et al.*, 2009 ; Lespez *et al.*, 2011). Au cours de l'Holocène moyen (8760-5320 cal. BP ; 6800-3370 BC), mise à part une datation OSL qui permet de dater un atelier lithique de 6.1 ± 1.3 ka. BP, les traces d'occupations humaines sont absentes. En revanche, au cours de l'Holocène Récent (5320-2400 cal. BP ; 3370-400 BC), de nombreuses datations reflètent la découverte d'habitats et le développement des pratiques agro-pastorales par les populations locales (Ozainne *et al.*, 2009a). Ensuite, pendant plus d'un millénaire (2400-1410 cal. BP ; 400 BC-500 AD) aucun vestige témoignant d'une présence humaine n'a été observé. Cela suggère vraisemblablement l'abandon de la vallée du Yamé par les populations et leur migration vers d'autres espaces plus propices à leur développement. Enfin, à partir du 6^e s. AD, l'augmentation du nombre de datations radiocarbone pour les sites archéologiques d'Ounjougou et les sites métallurgiques de Fiko-Kéma correspond à une nouvelle occupation de la vallée du Yamé par des populations qui développent des activités agro-pastorales et métallurgiques.

La comparaison montre que l'activité alluviale fut quasiment continue tout au long de l'Holocène malgré les transformations du système fluvial alors que l'activité colluviale est plus récente. Sa distribution particulièrement bien corrélée à celle des datations issues des occupations archéologiques suggère que la mise en place des colluvions résulte d'abord de développement des pratiques agropastorales au sein du bassin versant (Fig.9.13). Elle représente ainsi un indicateur des changements des modes d'occupation du sol en réponse à une pression anthropique accrue sur les milieux. Ainsi, deux phases de colluvionnement peuvent être identifiées. Une première au cours de HR2C (2900-2400 cal. BP ; 900-400 BC) qui fait suite à une phase d'occupation importante de la vallée et à l'extension des pratiques agricoles au sein du bassin versant. Une seconde est attestée depuis le 8^e siècle (Fig.9.13) qui peut être corrélée avec une nouvelle phase d'occupation du bassin versant marquée par une croissance démographique ainsi que le développement puis l'intensification des activités agro-pastorales et métallurgiques. L'importance du colluvionnement montre un impact croissant des activités des populations telles que l'agriculture, le pastoralisme et la métallurgie sur les conditions environnementales du bassin versant.

Conclusion

Cette reconstitution des dynamiques longitudinales du système fluvial au cours de l'Holocène est riche en information. Elle permet notamment de discerner ce qui relève des facteurs internes ou externes dans les modifications du système fluvial. On observe, d'une manière générale, que les caractéristiques locales très diversifiées (géologie, formations superficielles ...) et l'organisation du bassin versant du Yamé tiennent un rôle majeur dans l'évolution des dynamiques hydro-sédimentaires. Ainsi, à l'amont, le piégeage sédimentaire est important et suppose que les plaines alluviales ont toujours été caractérisées par une rétention notable des sédiments prélevés sur les versants. Dans la moyenne vallée, les styles fluviaux observés témoignent plutôt d'un transfert des sédiments. Les sédiments alluviaux sont piégés essentiellement dans les boucles des méandres ou possèdent une origine colluviale. La basse vallée, de par sa configuration (pente, largeur...) et son positionnement constitue le réceptacle des apports sédimentaires en excédent issus du reste de la vallée. Elle est caractérisée par le développement d'une zone palustre pendant

plus d'un millénaire (1320-24 cal. BP ; 500-1936 AD) qui suppose un niveau élevé des aquifères. À l'aval, le système fluvial est marqué par une forte variation des flux au cours de l'Holocène. Ce secteur semble être tantôt soumis au fonctionnement du Yamé, tantôt à celui du Niger.

Enfin, pour certaines périodes, une transformation synchrone et cohérente de l'ensemble du système fluvial est observée suggérant alors une réponse à un facteur externe. C'est le cas pour HT1 (2400-1700 cal. BP ; 400 BC-300 AD) où une incision dans les dépôts antérieurs résulte de crues rapides dans un contexte climatique plutôt sec. Au contraire, les styles fluviaux de la période HT6 (450-0 cal. BP ; 1500-1936 AD) indique un climat plus humide. Seules les archives alluviales de la moyenne vallée ne témoignent pas de cette évolution. Il est possible que les aquifères gréseux n'aient pas eu le temps de se recharger au cours de cet événement d'une durée relativement courte (quelques siècles).

L'étude du détritisme apporte de nouvelles informations sur le rôle de l'Homme dans l'évolution des paysages et du système fluvial. Deux types de détritisme peuvent être observés pendant la période holocène dans la vallée du Yamé. Une première grande phase de détritisme a lieu au cours de HR2C (2900-2400 cal. BP ; 900-400 BC). Elle est le reflet de l'intensification des pratiques agricoles au sein de la vallée du Yamé. Celles-ci sont notamment bien enregistrées sur le plateau gréseux. Cette nouvelle utilisation du sol a comme conséquences l'ouverture des paysages et l'érosion des sols, ce qui va entraîner ensuite un accroissement de la production hydrologique (ruissellement) et des transferts sédimentaires au sein du système fluvial. Enfin, le détritisme peut être aussi lié à une réactivation du système fluvial suite à une période sèche intense. C'est le cas notamment des phases de détritisme de HT2 (1630-1410 cal. BP ; 300-500 AD), de HT7 (début du 20^e siècle) ou encore la crise des années 1970-1980. En effet, dans les zones semi-arides, les crises de sécheresse associées aux pratiques agro-pastorales dégradent la végétation et les sols. Ainsi, le retour de conditions humides au sein de cet environnement affaibli va favoriser le ruissellement susceptible de déclencher des crues avec une capacité de transport sédimentaire élevée.

La vallée du Yamé en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne au cours de l'Holocène

Introduction

Cette dernière partie se propose de mettre en relation la réponse du système fluvial et des paysages du Yamé aux modifications climatiques et des modes de vie qui opèrent à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest au cours de l'Holocène. L'objectif est d'estimer, d'une part la représentativité de nos résultats à l'échelle régionale mais aussi de présenter l'apport de l'étude d'un petit bassin versant quant à l'évolution des dynamiques tant climatiques qu'anthropiques. En Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne, au contraire des milieux tempérés, la compréhension des variations du climat est une étape difficile en raison notamment du nombre limité d'enregistrements à haute résolution.

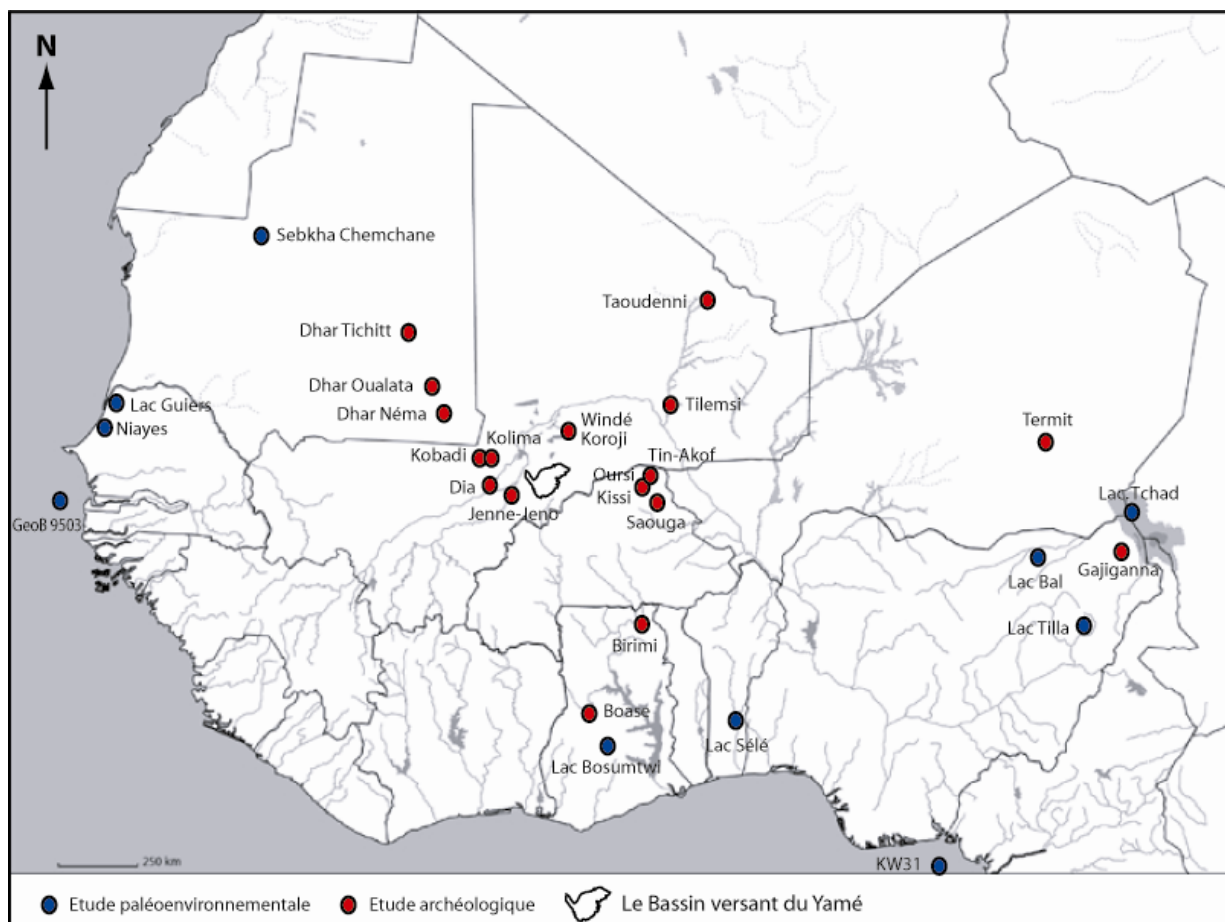


Figure 10.1 : Localisation des références citées dans le texte

Les archives glaciaires qui permettent une reconstitution précise des variations climatiques sont extrêmement rares (Marchant et Hooghiemstra, 2004) alors que les séquences à haute fréquence issues des archives lacustres sont quasiment inexistantes pour les derniers millénaires et siècles. Ainsi, la vallée du Yamé représente un nouveau jalon pour la compréhension des dynamiques paléoenvironnementales pour la période holocène. L'objectif est également de questionner la place de la vallée du Yamé lors des épisodes de migrations de populations, l'émergence de nouvelles innovations techniques telles que l'agriculture, le pastoralisme, la métallurgie et des organisations politiques complexes.

Nous nous intéresserons dans un premier temps à la réponse du Yamé face aux évolutions climatiques observées à l'échelle régionale et aux différents mécanismes qui sont à prendre en compte selon la temporalité de ces changements climatiques. Dans un deuxième temps, les données archéologiques disponibles pour l'Afrique de l'Ouest nous permettront de comparer l'évolution des dynamiques anthropiques locales et de resituer l'évolution de l'anthropisation du bassin versant du Yamé dans un cadre régional.

10.1. Le Yamé et les changements climatiques en Afrique de l'Ouest

Le climat de l'Afrique tropicale a connu une alternance de périodes sèches et humides en réponse à des changements globaux et de la dynamique régionale des échanges atmosphère-océan-biosphère (Gasse, 2005, 2006). Ainsi, il est nécessaire de dissocier les échelles de temps afin de prendre en compte les causes et les mécanismes de ces changements climatiques. En effet, aux changements orbitaux se superposent des changements climatiques rapides qui sont à l'origine des transformations environnementales de l'Holocène.

10.1.1. Les changements orbitaux

À l'échelle du Quaternaire et de l'Holocène, les fluctuations des paramètres orbitaux de la terre par rapport au soleil sont les principaux moteurs des modifications du bilan énergétique planétaire (Berger et Loutre, 1991) et du bilan hydrologique (Magny *et al.*, 2011 ; Gasse, 2000 ; 2005). Les changements dans l'inclinaison de l'axe de rotation ont eu notamment des conséquences importantes sur l'énergie incidente en domaine intertropical et sur les mécanismes de la mousson (Talbot *et al.*, 1984 ; Brooks, 2006 ; Claussen *et al.*, 2003). Sur le long terme, les variations de l'énergie solaire semblent tenir un rôle majeur dans la durée et l'extension spatiale de la mousson qui influencent directement les ressources en eau et les paysages. La comparaison des séquences temporelles d'évolution de la végétation selon un transect Nord-Sud en Afrique de l'Ouest, du Sahara vers la zone guinéenne, permet ainsi d'aborder les réponses environnementales à l'échelle locale en lien avec les variations de l'insolation qui agit à l'échelle globale (Fig.10.2). Cette étude suggère trois changements importants dans l'évolution des conditions environnementales ouest-africaines que ce soit la ressource en eau ou les paysages végétaux (Fig.10.1). Le premier concerne la transition Pléistocène-Holocène qui marque le début de l'optimum humide africain. Ce passage, d'une période fraîche et aride à une phase chaude et humide, est la réponse régionale de l'augmentation globale de l'insolation suite à la modification des paramètres astronomiques (deMenocal *et al.*, 2000). Les enregistrements du lac Tchad (Maley, 2004) et du delta intérieur du Niger (Makaske, 1998) indiquent une activité éolienne intense au cours du Pléniglaciaire supérieur, entre 20 et 15 ka. cal BP (Gasse, 2000). L'augmentation des précipitations est ensuite attestée dans l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest entre 14000 et 10000 cal. BP (deMenocal *et al.*, 2000 ; Lézine *et al.*, 2005 ; Shanahan *et al.*, 2006). La mousson africaine pénètre au moins 5° plus au nord qu'aujourd'hui, ce qui permet le développement d'un Sahara vert ainsi que la formation de lacs, de cours d'eau et la recharge des aquifères (Gasse, 2005).

Au sein de l'Afrique de l'Ouest, le début et la fin de cette période humide sont datées respectivement vers 14800 et 5500 cal. BP (12800 et 3500 BC). Ces deux dates correspondent à des valeurs similaires d'ensoleillement de 470 W/m² durant l'été boréal vers 20° de latitude Nord (Berger et Loutre, 1991). Pendant l'Holocène ancien (11500-8700 cal. BP ; 9500-6700 BC), on observe une activité hydrologique importante des cours d'eau de la ceinture soudano-sahélienne (Servant, 1983 ; Makaske, 1998 ; Gumnior et Preusser, 2007) et notamment du Niger (Lézine *et al.*, 2005). De même, on enregistre des niveaux lacustres élevés (Gasse, 2000 ; Makaske, 1998 ; Makaske *et al.*, 2007) (Fig 10.3). L'acmé de cet optimum humide africain est enregistrée au cours de l'Holocène Moyen (7790-6790 cal. BP ; 5650-4850 BC). La ZITC se situe alors environ 500 km plus au nord (Gasse, 2000). Cela engendre des niveaux lacustres élevés pour de nombreux sites en Afrique de l'Ouest (Gasse, 2000 ; Salzmann *et al.*, 2002 ; Hoelzmann *et al.*, 2004) ainsi que l'extension maximale des lacs et zones humides du delta intérieur du Niger (Makaske, 1998 ; Makaske *et al.*, 2007) (Fig 10.2). Pour le lac Tchad, l'extension maximale se situe entre 8500-6300 cal. BP (6500-4300 BC) (Leblanc *et al.*, 2006).

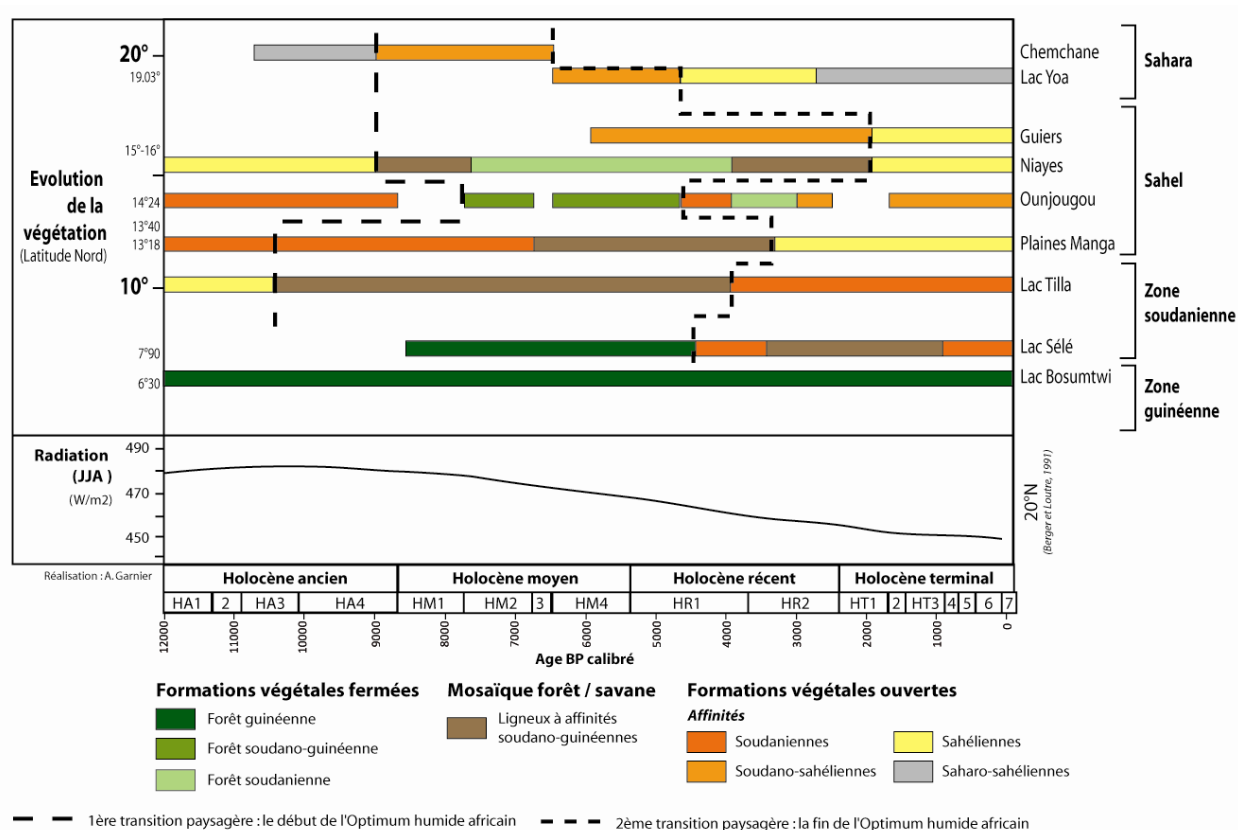


Figure 10.2 : Données palynologiques et phytolithiques des principaux sites d'Afrique de l'Ouest.

Source : Chemchane (Lézine, 1989, 1993) ; Lac Yoa (Kröpelin *et al.*, 2008) ; Guiers, Niayes (Lézine, 1989 ; Alexandre *et al.*, 1997) ; Ounjougou (Le Drézen, 2008 ; Neumann *et al.*, 2009 ; Garnier *et al.*, 2013 ; Eichhorn et Neumann, sous presse, cette étude) ; Plaines Manga (Salzmann et Waller, 1998 ; Waller *et al.*, 2007 ; Lac Tilla (Salzmann *et al.*, 2002) ; Lac Sélé (Salzmann et Hoelzmann, 2005) ; Lac Bosumtwi (Talbot *et al.*, 1984)

D'une manière générale, la végétation met plus de temps à répondre à ce changement orbital. Dans la zone sahélo-soudanienne, cette période se traduit par une augmentation des ligneux et des taxons soudano-guinéens, suggérant aussi un glissement vers le nord de la mousson ainsi qu'un accroissement de sa durée. Les analyses témoignent d'un changement de la végétation décalé selon la latitude (Fig.10.2, 3). Seuls les résultats des analyses palynologiques conduites à partir des enregistrements du lac Bosumtwi, en zone guinéenne, ne montrent pas de changements majeurs dans la composition de la végétation et indiquent la permanence de la forêt guinéenne tout au long de l'Holocène (Talbot *et al.*, 1984). En zone soudanienne, le

passage de formations végétales ouvertes à fermées est enregistré aux alentours de 10 400 cal. BP (8400 BC) pour le lac Tilla au 10°N (Salzmann *et al.*, 2002 ; Garcin *et al.*, 2007) alors qu'il a lieu seulement vers 9000 cal. BP à partir du 13°N (Maley, 1981 ; Lézine, 1989).

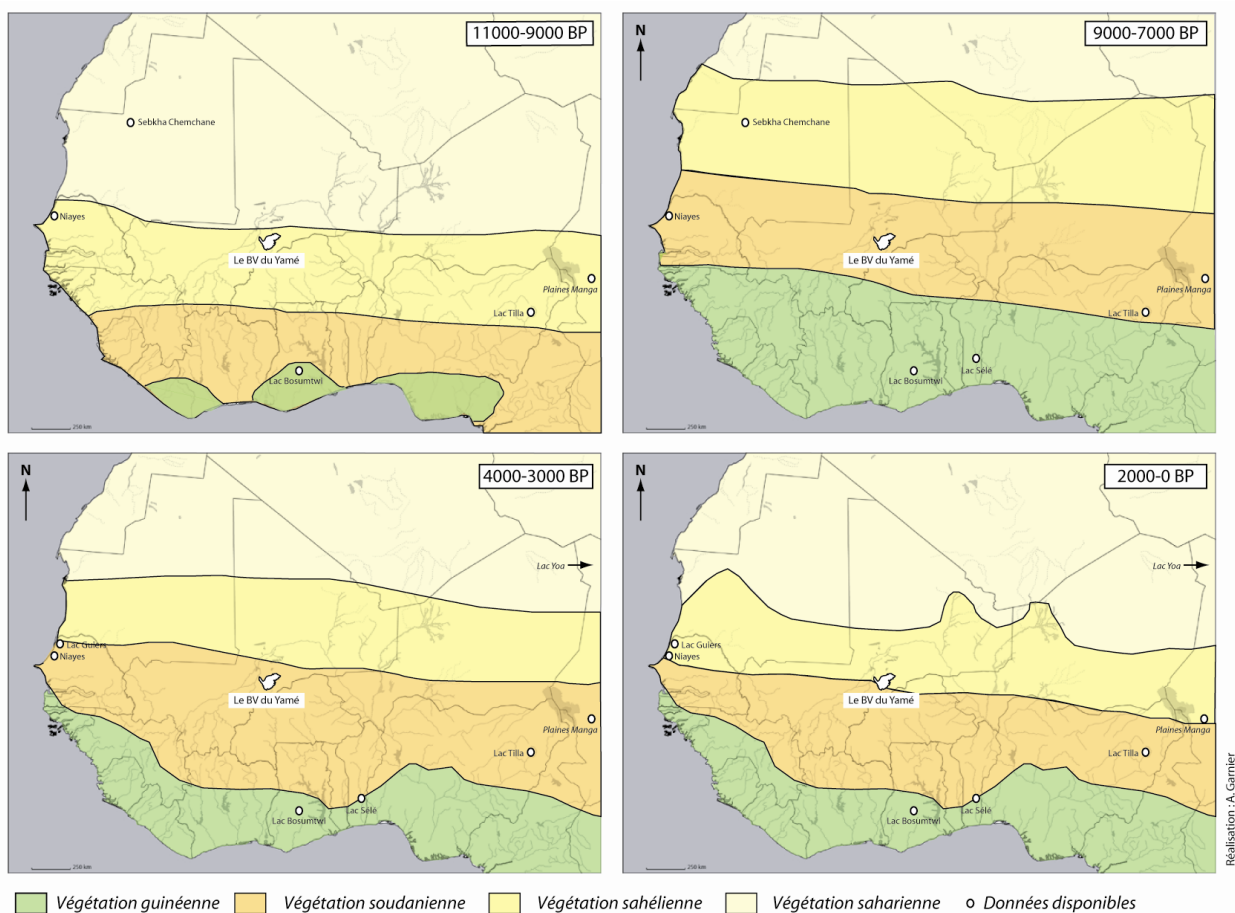


Figure 10.3 : Reconstitution synthétique de l'évolution de la végétation à partir des données polliniques et phytolithiques disponibles en Afrique de l'Ouest au cours de l'Holocène.

Dans la vallée du Yamé, les archives sédimentaires de la Mouche à Ounjougou sont les seuls témoins de la réactivation de la mousson africaine. Elle se traduit par une affirmation des dynamiques hydrologiques avec comme conséquence l'encaissement du réseau hydrographique d'une dizaine de mètres dans les formations cohérentes fines du glaci supérieur (Rasse *et al.*, 2004). À partir de 11500 cal. BP, la mousson africaine atteint 14°N soit la latitude d'Ounjougou (Garcin *et al.*, 2007). Pourtant, ce n'est réellement qu'à partir de HM2 (7790-6790 cal. BP ; 5650-4850 BC) que l'optimum humide est enregistré dans la vallée du Yamé avec le développement de zones humides permanentes ainsi que d'une végétation soudano-guinéenne dans le fond de vallée et sur les interfluvés (Garnier *et al.*, 2013). Ainsi, on remarque, à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, que le délai entre le début de l'instauration de conditions humides sur le continent et les premières réponses de la végétation aux changements orbitaux est nettement plus long que pour les cours d'eau et les lacs. Il en est de même pour le système fluvial du Yamé qui enregistre une réponse décalée face à ces conditions plus humides. Le décalage chronologique de plus de deux millénaires entre le début de l'amélioration climatique et la réponse du système fluvial s'explique principalement par la géologie du plateau de Bandiagara. C'est le délai nécessaire à la recharge de l'aquifère gréseux. Les autres systèmes fluviaux et lacs sont alimentés par des aquifères montagnards dont la réaction aux changements climatiques est nettement plus rapide que celle du plateau gréseux qui alimente le Yamé (Lespez *et al.*, 2011). Suite à la période aride intense du Pléniglaciaire supérieur, la recharge des aquifères du plateau de

Bandiagara a été très lente au cours de l'optimum humide. Malgré des conditions climatiques optimales, le système fluvial n'a pu intercepter l'aquifère libre que deux millénaires après le début du changement climatique (Lespez, 2012).

Au Sahara et en Afrique de l'Ouest, la fin de l'optimum humide et le début d'une tendance à long terme d'aridification et de variabilité des précipitations sont enregistrés entre 7500 et 2500 cal. BP (5500-550 BC) (Salzmann et Waller, 1998 ; Gasse, 2000 ; deMenocal *et al.*, 2000 ; Salzmann *et al.*, 2002 ; Russell *et al.*, 2003 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; Lézine *et al.*, 2005 ; Shanahan *et al.*, 2006 ; Marret *et al.*, 2006 ; Kröpelin *et al.*, 2008). Elle résulte d'une baisse globale de l'activité solaire qui connaît un pic vers 5500 cal. BP (Solanki *et al.*, 2004). Les valeurs d'ensoleillement durant l'été boréal vers 20° de latitude Nord redeviennent quasiment identiques à celles de 15000 cal. BP (Berger et Loutre, 1991 ; deMenocal *et al.*, 2000). Alors que certains auteurs parlent d'un « événement 4000 » correspondant à un changement climatique global abrupt (Lézine, 1989 ; Pachur et Hoelzmann, 1991 ; Hassan, 1997 ; deMenocal *et al.*, 2000 ; Salzmann et Hoelzmann, 2005 ; Marchant et Hooghiemstra, 2004), il semble plus juste de parler d'une intensification d'une tendance générale à l'aridification qui aurait commencé depuis 7500 cal. BP mais avec un calendrier s'expliquant par les effets de sites et un gradient Nord-Sud (Lespez *et al.*, 2008, 2011). Les données polliniques montrent que les conditions hydrologiques locales ont été déterminantes dans la survie des espèces d'arbres au cours de cette deuxième transition climatique et paysagère holocène. Les zones désertiques ont été les premières à enregistrer ce basculement climatique. La sebkha de Chemchane qui s'assèche dès 6500 cal. BP (4500 BC) suggère une modification de la végétation dès cette période. En revanche, pour le lac Yoa, une formation ouverte constituée d'arbres à affinités soudano-sahéliennes (*Piliostigma*, *Lannea*, *Fluggea virosa*) persiste jusqu'à 4300 cal. BP (2350 BC) (Kröpelin *et al.*, 2008 ; Lézine, 2009). Elle est ensuite remplacée progressivement par une savane ouverte à affinité sahélienne. Cela s'explique par l'alimentation saisonnière du lac par les cours d'eau venant du Tibesti jusqu'à 4300 cal. BP, favorisant ainsi la persistance d'une strate arborée soudano-sahélienne. En domaine soudano-sahélien, la réponse des environnements végétaux à la fin de l'optimum climatique a lieu plus tard, entre 5 et 4 ka cal. BP (Servant, 1983 ; Gasse, 2000). Cette phase aride est notamment bien enregistrée dès 4000 cal. BP dans les archives sédimentaires du delta intérieur du Niger (Makaske, 1998 ; Makaske *et al.*, 2007) et entre 4700-3300 BP dans différents lacs des plaines Manga (Salzmann et Waller, 1998 ; Wang *et al.*, 2008). Les études montrent un assèchement des lacs soudano-sahéliens aux alentours de 3300-3000 cal. BP (Servant, 1983 ; Ballouche et Neumann, 1995 ; Lézine et Casanova, 1989 ; Maley, 1983 ; Salzmann et Waller, 1998 ; Gasse, 2000 ; Russell *et al.*, 2003 ; Marchant et Hooghiemstra, 2004) ainsi que la réactivation du système dunaire dans le Gourma (Stokes *et al.*, 2004). Les enregistrements phytolithiques à Ounjougou suggèrent une réponse aux alentours de 4600 cal. BP (2650 BC). Cependant, cette transition est complexe puisque l'on observe une ouverture de la végétation d'abord sur les interfluviaux au début de l'Holocène Récent (HR1A : 5320-4650 cal. BP ; 3370-2700 BC) puis ensuite au sein de la forêt galerie au cours de HR1B (4650-4000 cal. BP ; 2700-2000 BC) (Garnier *et al.*, 2013). Les analyses polliniques des sites sahéliens des plaines Manga, indiquent un changement vers 4800 cal. BP (2850 BC) ou encore aux alentours de 4500 cal. BP (2550 BC), plus au sud, au lac Sélé (Salzmann et Hoelzmann, 2005). En zone guinéenne, les données des archives sédimentaires du lac Bosumtwi suggèrent une réponse moins marquée et plus tardive avec une petite perturbation de la forêt vers 4000-3800 cal. BP (2050-1850 BC) mais sans ouverture majeure de la forêt (Maley, 1991). Cependant, c'est à cette période qu'a lieu l'ouverture de la forêt tropicale au Togo et au Bénin, remplacée par une savane boisée dès 4300 cal. BP (2350 BC) créant ainsi le Dahomey Gap et entraînant le scindement de la forêt tropicale en deux aires bien distinctes (Lézine et Cazet, 2005 ; Salzmann et Hoelzmann, 2005 ; Marret *et al.*, 2006).

Même si les spécificités locales des sites induisent un changement plus ou moins rapide de la végétation en réponse à la baisse globale de l'insolation, celle-ci est d'une manière générale progressive selon la latitude et correspond au repli de la ZITC vers le sud. Pour autant, le système fluvial du Yamé répond un peu plus tardivement que la végétation à la fin de l'optimum humide puisqu'elle n'apparaît vraiment qu'à partir de 3800 cal. BP (1850 BC) à Ounjougou. Ce décalage chronologique dans la réponse du système fluvial d'Ounjougou par rapport aux autres sites de la même latitude trouve son explication localement. Au même titre que la recharge de ses aquifères fut plus lente que pour les autres zones soudano-sahéliennes au début de l'optimum humide (Lespez *et al.*, 2011), le plateau de Bandiagara, par sa nature gréseuse permet un approvisionnement en flux liquides plus durable et temporise la fin de cette phase humide. On assiste, graduellement, au déplacement des grandes zones de végétation vers leurs limites actuelles. Les analyses polliniques et phytolithiques indiquent que ces dernières sont établies depuis au moins 2000 ans (Fig.10.2). Cependant, à l'image du site d'Ounjougou qui indique un changement de la végétation en plusieurs temps, les modifications de l'insolation globale peuvent être mises en cause mais il est important aussi de tenir compte de l'impact de changements climatiques rapides. Ici, la phase sèche identifiée par Gasse (2000) entre 5000-4000 cal. BP (3050-2050 BC) peut aussi être évoquée dans la discussion.

10.1.2. Les Changements climatiques rapides (RCC)

À une échelle de temps plus fine, il est possible de déceler des changements climatiques d'une période plus courte où, se superposent, en plus du forçage astronomique diverses interactions entre les composantes du système climatique (atmosphère, océan, surfaces continentales, biosphère) (Magny, 1995 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; Wanner *et al.*, 2008, 2011). Certains parlent de changements climatiques rapides ("*Rapid Climatic Change*" : RCC) (Mayewski *et al.*, 2004 ; Hodell *et al.*, 2004) ou d'anomalies climatiques (Maley, 2003). Gasse (2000) identifia aussi plusieurs périodes sèches de courte durée ("*dry spells*") (12,5-11,5 ; 9-8 ; 7,2-6,5 ; 5-4 ka. cal BP). Mayewski *et al.* (2004), à partir de l'étude d'environ 50 enregistrements issus de différents marqueurs paléoclimatiques et répartis sur tout le globe, ont mis en évidence l'existence de six changements climatiques rapides intervenus au cours de l'Holocène (9000-8000 ; 6000-5000 ; 4200-3800 ; 3500-2500 ; 1200-1000 et 600-150 cal. BP) (Mayewski *et al.*, 2004). Cette étude montre que d'une manière générale, les épisodes de changements climatiques rapides (RCC) se traduisent par un refroidissement sous les hautes latitudes et une aridité tropicale (« cool poles, dry tropics ») (Magny, 2004 ; Mayewski *et al.*, 2004). Seul le changement climatique rapide le plus récent se manifeste par des conditions climatiques froides sous les pôles et une augmentation de l'humidité sous les tropiques (« cool poles, wet tropics ») (Mayewski *et al.*, 2004). Enfin, Wanner *et al.* (2011), à partir de l'étude d'archives paléoclimatiques naturelles et de proxies apportant des informations sur la reconstitution des glaciers, de la température et de l'humidité/précipitations, suggèrent aussi six périodes de changements climatiques rapides mais avec un calendrier différent de celui de Mayewski *et al.* (2004) (Fig.10.4).

Nous allons tenter de voir si les changements du système fluvial et du bassin versant identifiés grâce aux archives sédimentaires et biogéographiques de la vallée du Yamé peuvent être corrélés avec les modifications observées à l'échelle régionale et globale. Il sera alors possible de comprendre l'origine de ces changements. Pour cela, les données de la vallée du Yamé concernant l'évolution du système fluvial et du couvert végétal ont été comparées avec les données hydro-climatiques de différents sites ouest-africains et les changements climatiques rapides (RCC) identifiés par ces différents auteurs (Gasse, 2000 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; Wanner *et al.*, 2011) (Fig.10.4).

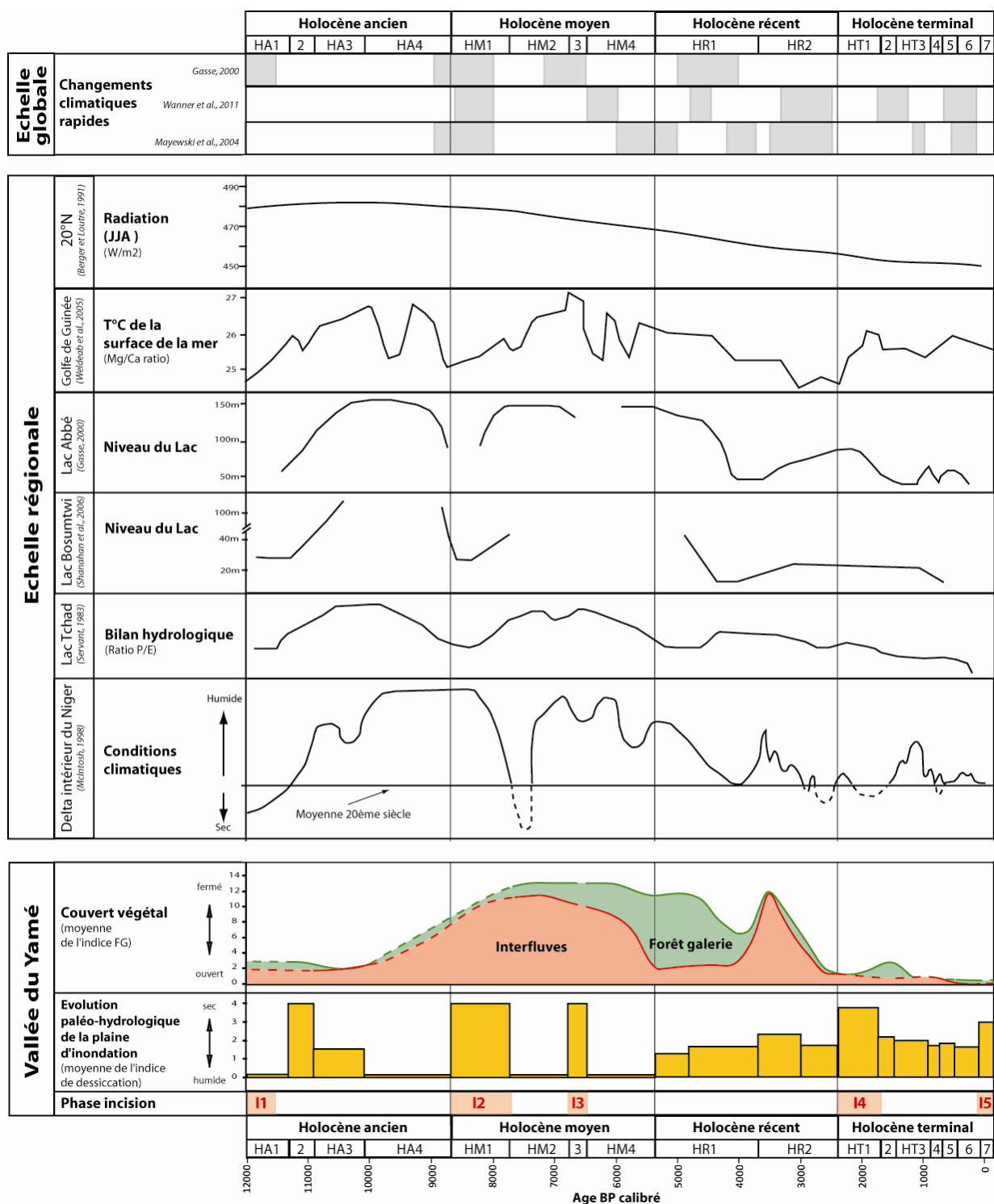


Figure 10.4 : Comparaison avec les données hydro-climatiques régionales de l'Afrique tropicale du Nord et les changements climatiques rapides globaux.

Dans la vallée du Yamé, plusieurs périodes reflètent, au cours de l'Holocène, un changement notable et brutal de l'ensemble du système fluvial et témoignent de changements climatiques rapides. Cependant, alors que certaines ne semblent concerner que l'échelle régionale, d'autres sont observées à l'échelle globale. C'est le cas notamment du début de l'Holocène qui est marqué à Ounjougou par une incision dans les dépôts fins Pléistocène (I1) et qui peut être corrélée avec le bref épisode aride identifié à l'échelle régionale entre 12,5-11,5 ka. cal BP (Gasse, 2000). Malgré une tendance généralisée à un retour vers des conditions humides, il est admis que la réactivation de la mousson en domaine sahélien s'est réalisée en deux

étapes principales, entre 15-14 ka et 11,5-11 ka. cal BP, entrecoupée d'un bref épisode aride entre **12,5-11,5 ka. cal BP** (Street-Perrott et Perrott, 1990; Gasse *et al.*, 1990; Gasse et Van Campo, 1994 ; Gasse, 2000). Dans la vallée du Yamé ainsi que dans les autres hydrosystèmes tropicaux (Thomas et Thorp, 1995, Thomas, 2003 ; Gasse, 2000 ; Williams *et al.*, 2010), aucune trace de la première réactivation de la mousson n'a été retrouvée (Lespez *et al.*, 2011). Il est possible que cet événement brutal aride, à l'origine de l'incision du chenal à Ounjougou, ait engendré la disparition des quelques traces de cette première phase de réactivation. En effet, une aridification du climat et des paysages a pu augmenter l'effet destructeur des crues éclairs. Celles-ci, résultent d'orages brutaux particulièrement morphogènes lorsque le sol est fragilisé par une végétation pauvre ou absente. La deuxième phase de réactivation est ensuite enregistrée dans la vallée du Yamé avec un exhaussement du plancher alluvial par des dépôts de chenaux grossiers.

Une deuxième incision majeure (**I2**) est observée à Ounjougou au début de l'Holocène moyen (HM1 : **8760-7800 cal. BP** ; 6800-5650 BC) (Fig.10.4). Au regard des données ouest-africaines, cet événement hydroclimatique peut être corrélé avec une première période de changement climatique rapide (RCC) (9000-8000 cal. BP ; 7000-6000 BC) identifié par l'ensemble des auteurs (Fig.10.4). Il correspond à un refroidissement du climat qui semble lié au ralentissement de la circulation thermohaline océanique suite à la dernière grande déglaciation dans l'hémisphère nord (Barber *et al.*, 1999 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; Shanahan *et al.*, 2006 ; Gasse, 2005) mais aussi à l'accroissement de l'activité volcanique dans l'Hémisphère Nord (taux élevé de SO_4^{2-}) (Mayewski *et al.*, 2004). Enfin, il est aussi possible que la diminution de l'activité solaire ait affecté les gradients thermiques océans-continent (Neff *et al.*, 2001). Cette période froide sous les hautes et moyennes latitudes et aride sous les latitudes les plus basses interrompt l'optimum humide africain (deMenocal *et al.*, 2000 ; Mayewski *et al.*, 2004). On observe une baisse généralisée de tous les lacs (Fig.10.4) résultant d'un affaiblissement de la mousson (Gasse, 2000, 2005). Le point culminant de cette phase aride se situe au alentour de 8200 cal. BP (deMenocal *et al.*, 2000 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; Gasse, 2005 ; Hoek et Bos, 2007). Elle est ainsi synchrone de l'évènement froid de 8,2 ka. cal BP enregistré en région Nord Atlantique. En Afrique de l'Ouest, cette phase aride et froide se traduit par une diminution de la température des surfaces océaniques dans le Golfe de Guinée (Weldeab *et al.*, 2005) ou au large de la Mauritanie (deMenocal *et al.*, 2000). Ainsi, ces données nous permettent de mieux expliquer l'origine de l'incision identifiée pour cette période à Ounjougou. Dans un contexte climatique aride, la végétation s'appauvrit rapidement augmentant la sensibilité du bassin versant. L'incision se produit vraisemblablement à la transition entre la période aride et humide lors des épisodes orageux où les précipitations brutales et suffisamment abondantes ruissellent sur des sols sensibles en raison de la sécheresse. Une troisième incision notable (**I3**) dans la vallée du Yamé est datée de **6790-6500 cal. BP** (4840-4550 BC). À l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, cet événement aride est observé dans les archives sédimentaires du delta intérieur du Niger et de Termit et de Bougdouma, au sud du Niger (Gasse, 2000). Il se reflète aussi par une baisse du niveau de plusieurs lacs africains (Gasse, 2000 ; Shanahan *et al.*, 2006) dont le lac Abbé (Fig. 10.4). Le même scénario que pour l'incision précédente peut être établi afin d'expliquer l'origine de celle-ci. Il suppose l'action de crues éclairs engendrées par des épisodes pluviométriques brutaux et favorisées par un bassin versant sensible en raison des conditions climatiques arides qui ont prévalu. F. Gasse (2000) mentionne cette période comme un changement climatique rapide et indique qu'il est enregistré à l'échelle du continent africain. En milieu tempéré, aucun changement climatique rapide n'est suggéré pour cet intervalle de temps.

Au cours de HT1 (**2400-1700 cal. BP** ; 400 BC-300 AD), un nouveau changement majeur du système fluvial est observé dans la vallée du Yamé avec l'identification d'une incision généralisée de plusieurs mètres dans les archives sédimentaires antérieures. Cet événement pourtant majeur dans l'histoire du système fluvial du Yamé n'est pas renseigné à l'échelle globale ni à l'échelle du continent africain comme un

changement climatique rapide (Fig.10.4). Pourtant, en Afrique de l'Ouest, certaines études en témoignent comme d'une crise aride abrupte (Lézine, 1989 ; Shanahan *et al.*, 2006). On observe une diminution des débits liquides du Sénégal (Bouimetarhan *et al.*, 2009) et du Niger (McIntosh, 1998 ; Makaske, 1998) alors que le delta intérieur du Niger est sujet à une longue période de sécheresse (Makaske *et al.*, 2007). D'après Maley (1981, 2004), une phase érosive importante intervient au sud du Sahara entre 2400-1900 cal. BP. Alors que les archives issues de la zone soudano-guinéenne actuelle ne témoignent pas de changement dans le couvert végétal pour cette période, l'ensemble des enregistrements palynologiques de la zone soudano-sahélienne indiquent une ouverture durable de la végétation (Fig.10.3). Il en est de même au Cameroun, avec une nette augmentation des Poaceae vers 2500 cal. BP (Ngomanda *et al.*, 2009). Ainsi, si les causes de cette aridité sont encore à ce jour, incertaines en raison du peu d'études qui en témoignent, elle est observée à différents endroits en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne. Les mécanismes à l'origine de cette incision vigoureuse sont vraisemblablement les mêmes que pour les incisions précédentes. Dans un contexte aride où la végétation du bassin versant est fortement diminuée, la formation de crues brutales et soudaines est favorisée lors des événements orageux.

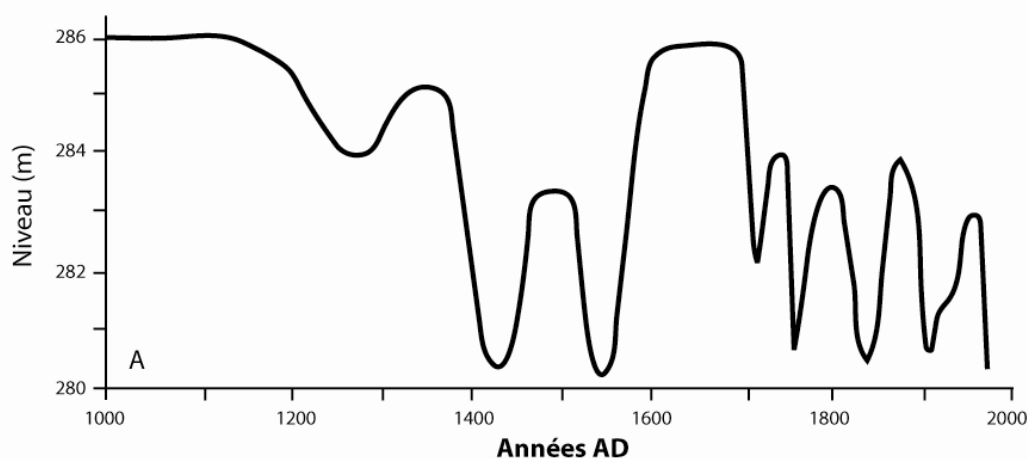


Figure 10. 5 : Variation hydrologique du lac Tchad au cours du deuxième millénaire de notre ère (Maley, 1981)

Enfin, les derniers siècles témoignent de systèmes fluviaux hétérogènes selon les secteurs de la vallée du Yamé. Sur le plateau gréseux, les archives sédimentaires indiquent une forte variabilité hydrologique alors qu'au contraire, dans la basse vallée et à l'aval, le système fluvial est plutôt stable avec le développement de zones palustres tout au long du dernier millénaire. Ces milieux de sédimentation suggèrent un niveau élevé des nappes phréatiques et ainsi des conditions climatiques plutôt humides (Fig.10.4). À l'amont, seuls les cinq derniers siècles (**450-24 cal. BP** ; 1500-1936 BC) reflètent ce type d'environnement humide. Cette période peut être corrélée avec le dernier changement climatique rapide identifié par Mayewski *et al.* (2004) et Wanner *et al.* (2011). Elle est totalement différente des autres puisqu'elle correspond à un refroidissement des pôles et à des conditions humides pour les tropiques ("Cool poles, wet tropics" Mayewski *et al.*, 2004). Ce changement climatique est clairement attribué à une baisse de l'activité solaire, illustré par une chute du taux de CO₂ et une augmentation du méthane (CH₄) (Mayewski *et al.*, 2004). Il est possible aussi d'y associer une activité volcanique plus intense en milieu tropical (Wanner *et al.*, 2011). En Europe, cette période correspond au Petit Âge Glaciaire, la phase multidécennale et multiséculaire la plus froide depuis l'évènement 8,2 ka BP (Wanner *et al.*, 2008; Kaufman *et al.*, 2009). En Afrique de l'Ouest, les données concernant cette période sont relativement pauvres. Les seules données disponibles concernent le lac Tchad (Fig.10.5) et le Delta intérieur du Niger. Selon McIntosh (1998), cette phase humide a lieu entre 500-200 cal. BP (1450-1750 AD) dans le Delta intérieur du Niger et à partir de 400

cal. BP (1550 AD) pour le lac Tchad (Maley, 1981) et dure environ un siècle (Fig.10.5). Cette période suit une phase de régression (15° -16° s.) avec une baisse d'environ 2 m du niveau du lac et l'enregistrement de deux crises qui ont lieu à un siècle environ d'intervalle (Fig.10.5). À partir du 17^e siècle le niveau lacustre retrouve un niveau comparable au début de ce millénaire. À partir du 18^e siècle, le niveau du lac Tchad diminue et connaît de nombreuses crises de sécheresses avec une fluctuation rapide, de quelques décennies, du niveau du lac. Dans la vallée du Yamé, cette phase est très bien enregistrée avec un indice de dessiccation faible, dont la valeur est quasiment équivalente à celle de la période du début de l'Holocène Récent (Fig.10.4). En revanche, la végétation des interfluvies du bassin versant du Yamé et d'une manière générale, de l'Afrique de l'Ouest ne reflète pas des conditions plus humides, l'anthropisation complète des paysages rendant cependant difficile l'évaluation du rôle du climat.

La vallée du Yamé n'enregistre pas l'ensemble des changements climatiques rapides identifiés sous les moyennes et hautes latitudes. Les plus marquantes sont celle de 8,2 ka. cal BP qui s'illustre par une incision importante dans les sédiments antérieurs et la dernière, entre 600-150 cal. BP, où la sédimentation de toute la vallée, exceptée dans la moyenne vallée, indique un niveau élevé des nappes phréatiques et ainsi une période plus humide. Néanmoins, les enregistrements du Yamé trouvent surtout un écho dans les données disponibles pour le début de l'Holocène (Lespez *et al.*, 2011 ; Gasse, 2000) et peu pour les derniers millénaires. En effet, l'évènement le plus marquant dans l'histoire du Yamé concerne le début de l'Holocène terminal (HT1 : 2400-1700 cal. BP ; 400 BC-300 AD) et suggère une phase aride relativement brutale. Pour autant, cet évènement n'est pas identifié sous les hautes et moyennes latitudes et peu d'études en font référence en milieu intertropical. Ainsi, l'origine de cette évolution paléohydrologique reste énigmatique. D'une manière générale, il semble qu'en Afrique soudano-sahélienne, la transition progressive entre l'optimum humide et l'aridification des derniers millénaires masque probablement l'impact de changements pluri-séculaires expliquant la difficulté d'identification de périodes précises et les discordances apparentes des différentes chronologies des changements climatiques rapides (Gasse, 2000 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; Wanner *et al.*, 2011).

10.2. Réponse du système fluvial du Yamé en relation avec le développement des sociétés agro-pastorales.

La fin de l'Optimum humide africain a fortement modifié l'environnement de l'Afrique de l'Ouest. Ce changement climatique fut aussi à l'origine de nombreuses migrations, de nouvelles innovations technologiques et de nouveaux systèmes de production (Fig.10.6). En effet, cette période marque le passage d'une population de chasseurs-cueilleurs à une société agro-pastorale nomade, dans un premier temps puis sédentaire ensuite. Ces modifications profondes du fonctionnement des sociétés ont eu des répercussions sur l'environnement qui s'est au fur et à mesure du temps transformé et anthropisé.

10.2.1. Des chasseurs-cueilleurs aux premiers agriculteurs : répercussions sur les paysages fluviaux du Yamé

S. Ozainne a réalisé pour sa thèse un état de l'art des connaissances disponibles sur les pratiques de l'élevage et de l'agriculture en Afrique de l'Ouest (Ozainne, 2013). Afin de faciliter la discussion, il a accompli, à partir de l'ensemble des données, une cartographie de la progression de l'élevage (boeuf ou caprinés) et de l'agriculture (mil) au sein de l'Afrique de l'Ouest (Fig.10.7 ; Ozainne, 2013). Même si elles n'ont qu'une valeur indicative, ces cartes représentent un outil très utile afin de discuter des raisons de leur

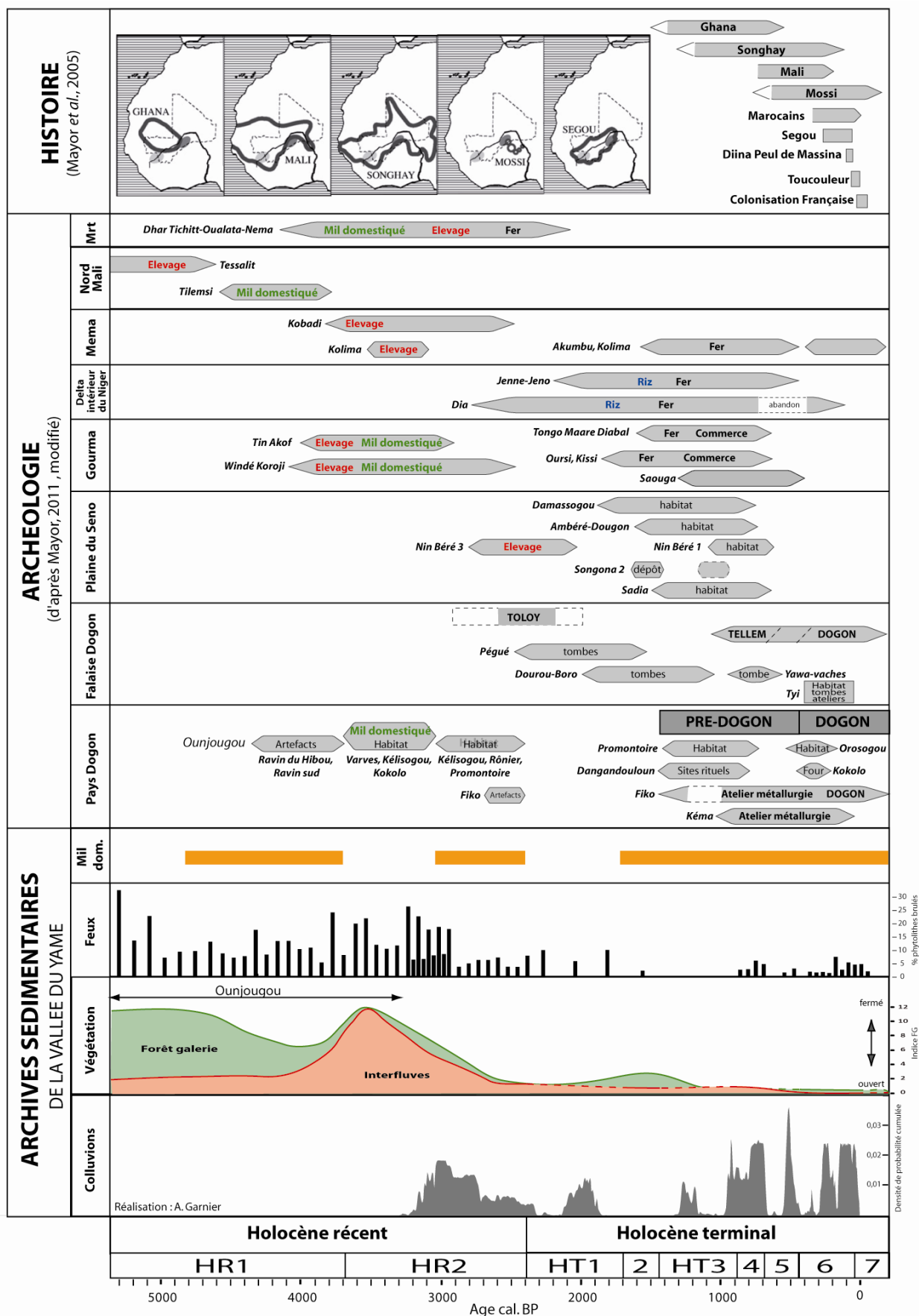


Figure 10.6 : Comparaison des données issues des archives sédimentaires de la vallée du Yamé sur l'anthropisation des milieux avec les données archéologiques et historiques régionales

expansion, de faire le lien avec l'évolution du climat et de caractériser la position de la vallée du Yamé face à ces changements sociaux.

10.2.1.1. L'émergence et la diffusion du pastoralisme et de l'agriculture en Afrique de l'Ouest

La domestication des animaux est très ancienne puisque les premières traces de cette évolution apparaissent au Sahara et dans la vallée du Nil il y a onze millénaires environ. L'élevage a été introduit en Afrique de l'Ouest sahélienne par le nord-est du Sahara lors des migrations des populations suite à la fin de l'Optimum humide africain et à la disparition d'un Sahara verdoyant où les points d'eau et les pâturages sont fréquents (Jousse, 2004). Cette dispersion vers des zones refuges au sud du Sahara, datée de 7300-5500 BP (5350-3550 BC), marque le début des transhumances saisonnières des pasteurs, encore pratiquées aujourd'hui (Kuper et Kröpelin, 2006 ; Kröpelin *et al.*, 2008). L'aridification croissante qui s'établit en Afrique de l'Ouest dès 5500 cal. BP va rendre accessibles certaines zones auparavant délaissées des pasteurs en raison de la présence de la mouche tsé-tsé ou glossine (*Glossina palpalis*), vecteurs de la trypanosomiase, une maladie mortelle pour les bovins et caprinés mais aussi pour les hommes (Smith, 1992 ; Jousse, 2004 ; Neumann, 2005 ; Linseele, 2007). Selon Smith (1992), l'isohyète 1000 mm, qui correspond à la limite nord de diffusion de la mouche tsé-tsé (Laveissière et Touré, 1982), se serait maintenue dans le Sahel jusque vers 4000 BP (2000 BC). Néanmoins, Jousse (2004) évoque la possibilité que des races, de vaches notamment, se soient rapidement adaptées et soient devenues résistantes à la maladie.

Cependant, ce n'est qu'au début de l'Holocène Récent (5-4 mill. BP ; 3-2 mill. BC) que les espèces domestiquées à savoir le bœuf, les caprinés et certainement le chien (Linseele, 2007), vont conquérir l'Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne (McIntosh et McIntosh, 1988 ; Holl, 1998 ; Hassan, 2002 ; MacDonald, 2000). Avant la période d'aridification du Sahara, le pastoralisme progresse d'est en ouest, suivant les grands massifs du Sahara central. La figure 10.7 montre cependant une avancée plus rapide lors du 6^{ème} millénaire BP (Ozainne, 2013). Ensuite, la diffusion se déroule toujours de manière longitudinale mais progressivement vers le sud entre le lac Tchad et le delta intérieur du Niger. Les premiers pasteurs atteignent les rives du fleuve Niger vers 4500 BP (2550 BC). En revanche, le delta intérieur du Niger et le lac Tchad sont atteints bien plus tard vers 3500 BP (1550 BC). Malgré la mise en place de conditions plus sèches dans la zone sahélienne au cours de cette période, ces zones toujours trop humides, sont évitées par les pasteurs et leur bétail. Entre 4250-4000 BP (2300-2050 BC), l'élevage progresse vers l'ouest pour atteindre la côte atlantique au plus tard au début du 4^{ème} millénaire BP puis ensuite vers le sud et vers l'ouest. On observe notamment des restes fauniques dans les sites archéologiques du Mali il y a 4000 ans environ (MacDonald, 1996 ; Jousse *et al.*, 2008), au Nigéria (Breunig *et al.*, 1996 ; Breunig et Neumann, 2002). Cependant, à Kobadi, dans le Sahel malien, la faible fréquence de restes fauniques d'espèces domestiquées indique une migration saisonnière des pasteurs venant du Nord (Jousse *et al.*, 2008). Entre le milieu du 3^{ème} et 2^{ème} millénaire avant notre ère, de nouvelles espèces d'ovicaprinés et de bovinés et aussi sûrement le cheval font leur apparition en Afrique de l'Ouest (Linseele, 2007). Ainsi, la transformation des paysages sous l'action des activités agro-pastorales et l'affirmation des paysages culturels se situe aux alentours de 4000 BP, lorsque les pasteurs nomades ont migré vers le sud en quittant le Sahara sec (Höhn et Neumann, 2012).

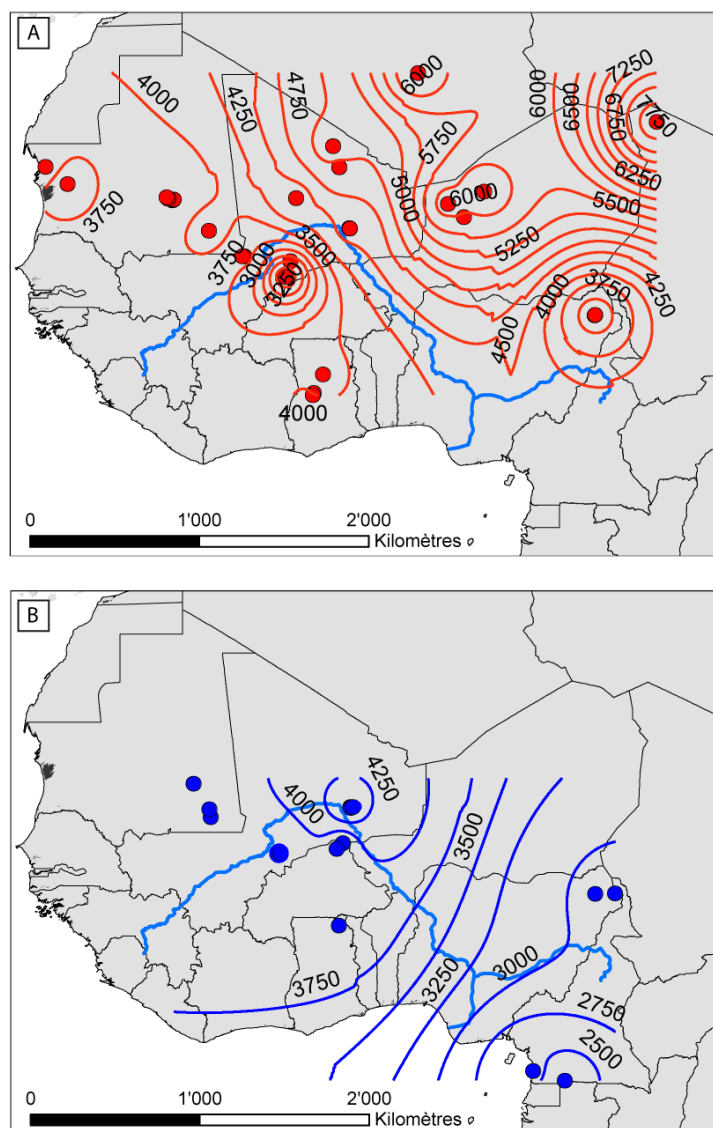


Figure 10.7 : Représentation de la progression de l'élevage (A) et de l'agriculture (B) à l'Holocène Récent en Afrique de l'Ouest (Réalisation : S. Ozainne, 2013). Les datations sont en cal. BP.

L'émergence de l'agriculture se situe vers 4600 cal. BP (2650 BC) (Manning *et al.*, 2011). Si on laisse de côté le problème de conservation des restes organiques propre aux sols tropicaux qui pourrait expliquer l'absence de preuves plus précoces de la pratique de l'agriculture pour le continent africain (Young et Thompson, 1999), deux raisons sont exposées pour expliquer son apparition tardive (Neumann, 2003, 2005). Premièrement, le cadre environnemental et notamment végétal de la zone subsaharienne, dominé par la savane, offre des conditions idéales pour l'exploitation des graminées sauvages. Ce « jardin d'Eden » (Neumann, 2003), bien plus riche en ressources animales et végétales que d'autres écosystèmes tels que la forêt, couvre environ 80% de la surface de l'Afrique subsaharienne. Le Sahel s'étend ainsi sur une bande de plus de 6000 km d'Est en Ouest du continent et de 1000 km du Nord au Sud. Aujourd'hui encore, les populations ont recours à la cueillette des graminées sauvages, notamment pendant les périodes de disette (Neumann, 2003). Enfin, la deuxième raison pouvant expliquer l'apparition tardive de l'agriculture est le développement précoce de l'élevage dans cette région. Ce type d'activité nécessite de développer un mode de vie mobile s'adaptant à la variation saisonnière en ressources en eau et en pâturages (Smith, 1980, 1992, 2005 ; Neumann, 2003). Ce mode de vie, même s'il représente un atout dans la prolifération de l'agriculture au sein du continent, empêche toute forme d'agriculture sédentaire (Ozainne, 2013).

Cependant, les variations de la ZITC au cours de l'Holocène, parfois de plus de 500 km vers le Nord ou le Sud ont fortement contraint l'expansion des populations néolithiques. La contrainte majeure est l'isohyète 1000 mm qui correspond à la limite à ne pas franchir pour les troupeaux en raison de certaines maladies et notamment de la trypanosomiase (Neumann, 2003). Ainsi, les conditions climatiques optimales au Sahara ont tout d'abord favorisé la domestication des animaux et la pratique de l'élevage, plus adaptées à la variabilité des conditions climatiques et au mode de vie nomade (Marshall et Hildebrandt, 2002 ; Neumann, 2005).

Le premier témoignage en contexte archéologique de la pratique de l'agriculture en Afrique de l'Ouest est enregistré dans la basse vallée de Tilemsi au Mali (Manning *et al.*, 2011). On y a découvert les premières graines de mil domestiqué (*Pennisetum glaucum*) datées de 4569-4416 cal. BP (2620-2467 cal. BC). Auparavant, la plus vieille trace de mil domestiqué, datée de 4081-3486 cal. BP (1935-1685 cal. BC) avait été observée en impression sur de la céramique retrouvée à Tichitt-Oualata en Mauritanie (Fig.10.8) (Amblard, 1996 ; Amblard-Pison, 1999 ; Fuller *et al.*, 2007). Si l'on observe le cheminement et la chronologie de la diffusion de la culture du mil au sein de l'Afrique de l'Ouest, on remarque qu'elle est particulièrement rapide vers l'ouest pendant la période 4000-3750 BP (2000-1750 BC), d'une part, puis vers le Ghana, d'autre part (Fig.10.7). Pour la première moitié du quatrième millénaire BP, le petit mil a été découvert dans de nombreux sites archéologiques de l'Afrique de l'Ouest : Windé Korodji au Mali (MacDonald, 1996), Oursi, Ti'-n-Akof et Saouga au Burkina-Faso (Neumann, 1999 ; Vogelsang *et al.*, 1999 ; Breunig et Neumann, 2002 ; Kahlheber, 2004 ; Kahlheber *et al.*, 2001) ; Birimi et les sites de Boase au Ghana (D'Andrea et Casez, 2002 ; D'Andrea *et al.*, 2001, 2006) et Gajiganna au Nigéria (Klee *et al.*, 2004). Dans la vallée du Yamé, les graines de *Pennisetum glaucum*, découvertes dans les archives sédimentaires du site des Varves à Ounjougou sont aussi contemporaines de cette période puisqu'elles sont datées de 3930-3441 cal. BP (2016-1456 cal. BC). La chronologie de ces découvertes indique une diffusion de la pratique de l'agriculture du Sahara vers le Sahel, puis vers la région soudano-guinéenne. Le sud du Cameroun est atteint au milieu du 3^{ème} millénaire BP. C'est à cette période que l'on enregistre les premières traces de riz domestiqué africain (*Oryza glaberrima*) dans le delta intérieur du Niger, sur le site de Dia, aux alentours de 2800-2400 cal. BP (800-400 BC) (Murray, 2004) et un peu plus tard à Jenne-Jeno, entre 2300-1800 cal. BP (300 BC-200 AD) (McIntosh, 1995). Le développement de la culture du riz est notamment contemporain de la phase sèche HT1 et suggère que les populations se sont repliées vers les secteurs les plus humides, tel que le Delta intérieur du Niger.

Cependant, pendant longtemps, la culture du mil, sans doute pratiquée à l'origine par les pasteurs du Sahara dans un style de vie nomade ne représente qu'un mode de subsistance secondaire. La cueillette, la chasse et la pêche représentant les ressources alimentaires principales (Höhn et Neumann, 2012). Ce n'est qu'au début de notre ère qu'un mode de vie sédentaire va se développer et favoriser l'intensification de la culture du mil. On assiste alors, dès le milieu du 2^{ème} mill. BP, à une intensification à la fois de l'élevage et à l'expansion des aires cultivées dont les conséquences principales sont la réduction du temps de jachère et la dégradation des sols (Kahlheber et Neumann, 2007 ; Höhn et Neumann, 2012).

Kahlheber et Neumann, (2007) ont ainsi mis en avant deux étapes dans l'émergence et la diffusion de l'agriculture. La première se situe aux alentours de 4000 cal. BP (2000 BC) et caractérise les premières migrations des populations nomades fuyant le Sahara trop sec. Elles intègrent la culture du mil au sein d'un système de subsistance très diversifié où l'on pratique majoritairement la cueillette, la chasse, la pêche et l'élevage. Ce mode de pratique agro-pastoral prend fin au début du 3^e mill. BP en raison d'un assèchement climatique. La domestication du mil n'est pas le résultat d'une domestication locale à partir de plantes sauvages mais plutôt d'une d'introduction depuis le Sahara, vraisemblablement par des populations de pasteurs (Smith, 1992 ; Neumann, 1999, 2005 ; Neumann *et al.*, 2001 ; Marshall et Hildebrandt, 2002).

La seconde étape est le résultat des transformations et d'innovations du 1^{er} mill. de notre ère. Les populations immigrent vers les plaines alluviales du delta intérieur du Niger, du lac Tchad et du Sénégal. Une économie agricole prend réellement place. Elle se traduit par une intensification de la culture du mil, une augmentation des pratiques agro-forestières afin d'augmenter la productivité et de satisfaire les besoins de la population sédentaire qui s'accroît (Kahlheber et Neumann, 2007).

10.2.1.2. La vallée du Yamé sur le trajet des migrations sahariennes ?

Dans la vallée du Yamé, aucun reste faunique n'a été retrouvé. Nous avons donc ainsi peu d'éléments sur le développement possible de l'élevage au sein du bassin versant. Malgré tout, l'abondance des phytolithes brûlés dans les échantillons du début de l'Holocène Récent (5320-4000 cal. BP ; 3370-2000 BC) pose la question d'une présence possible d'éleveurs au sein de la vallée du Yamé (Fig.10.9). La végétation brûlée notamment la ripisylve ne peut s'expliquer que par l'action de l'Homme. En effet, une forêt galerie humide ne peut pas brûler sans mise à feu volontaire surtout que le niveau des nappes était élevé pendant cette période. Les raisons de ces incendies ont pu être multiples : pratique de la chasse, ouverture de la végétation afin d'accéder à un point d'eau, assainissement pour l'accès du cours d'eau à des troupeaux amenés par des éleveurs transhumants... Il est possible que les conditions environnementales du tronçon d'Ounjougou aient permis le développement d'une faune sauvage abondante et suffisante à la survie des populations. Cela a été observé à Windé Koroji Ouest où le matériel faunique est constitué en abondance de phacochères sauvages alors qu'on observe une absence d'espèces domestiquées (MacDonald, 1996). Cette région, constituée de lacs et d'une végétation suffisamment dense pour abriter ces animaux sauvages, représente une réserve et une ressource alimentaires suffisantes pour les besoins des populations (Manning, 2011). Cependant, l'hypothèse d'une fréquentation précoce et temporaire des éleveurs au cours de leur déplacement saisonnier ne doit pas être totalement écartée.

Les preuves concernant la pratique de l'agriculture sont nombreuses dans la vallée du Yamé. Trois étapes principales peuvent être distinguées dans l'expansion de l'agriculture au sein du bassin versant (Fig.10.8). La plus ancienne graine de mil domestiqué (*Pennisetum glaucum*) retrouvée indique un développement de la culture du mil dès le début du 4^e millénaire BP (3930-3441 cal. BP ; 2017-1457 cal. BC). De plus, l'étude des phytolithes contenus dans les échantillons de HR1B (4650-4000 cal. BP) suggère une mise en culture des interfluvies environnantes dès la fin du 5^e millénaire BP (4580-4290 cal. BP ; 2577-2355 cal. BC) (Garnier *et al.*, 2013). Des arguments issus des données locales et régionales viennent appuyer cette hypothèse. Tout d'abord, la plus ancienne preuve de l'apparition du mil domestiqué (*Pennisetum glaucum*) se situe dans la basse vallée de Tilemsi, 500 km au nord-est d'Ounjougou (Manning *et al.*, 2011). Sachant que la diffusion du mil a été rapide au sein de l'Afrique de l'Ouest, parcourant plus de 1000 km en 500 ans (Manning, 2010), cette distance entre les deux sites est relativement courte. De plus, la découverte de céramiques à affinités sahariennes à Ounjougou sur le site du ravin du Hibou, datées de 4783-4152 cal. BP (2655-2468 cal. BC), indique qu'Ounjougou était vraisemblablement situé sur le chemin de migration vers le sud des populations quittant la vallée du Tilemsi et les régions sahéliennes voisines, devenues trop sèches (Fig.10.8) puisque la dernière occupation y est datée de 4000-3800 cal. BP (2000-1800 BC) (Manning *et al.*, 2011). Enfin, la présence d'un fragment de meule dans les sédiments alluviaux du Ravin sud, daté de 4417-3999 cal. BP (2436-2235 cal. BC) pose également la question du caractère agricole de cet artefact et de l'occupation associée qui reste inconnue (Ozainne, 2013). Néanmoins, l'agriculture semble pratiquée de manière sporadique et secondaire puisque les traces de pratiques agricoles au travers de la culture du mil, disparaissent au cours de la période suivante, un peu plus humide et marquée par une fermeture des paysages. Cette observation est en accord avec les résultats obtenus à l'échelle régionale qui suggèrent que

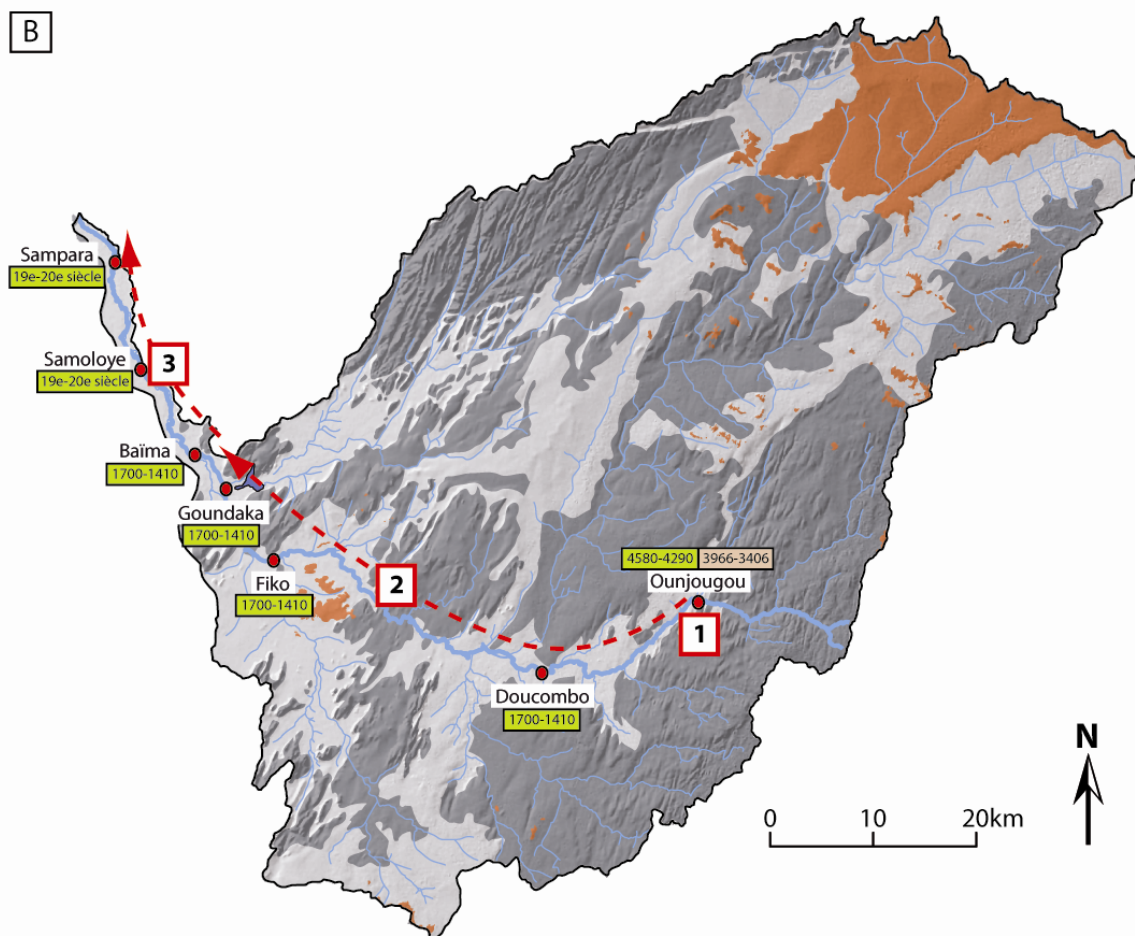
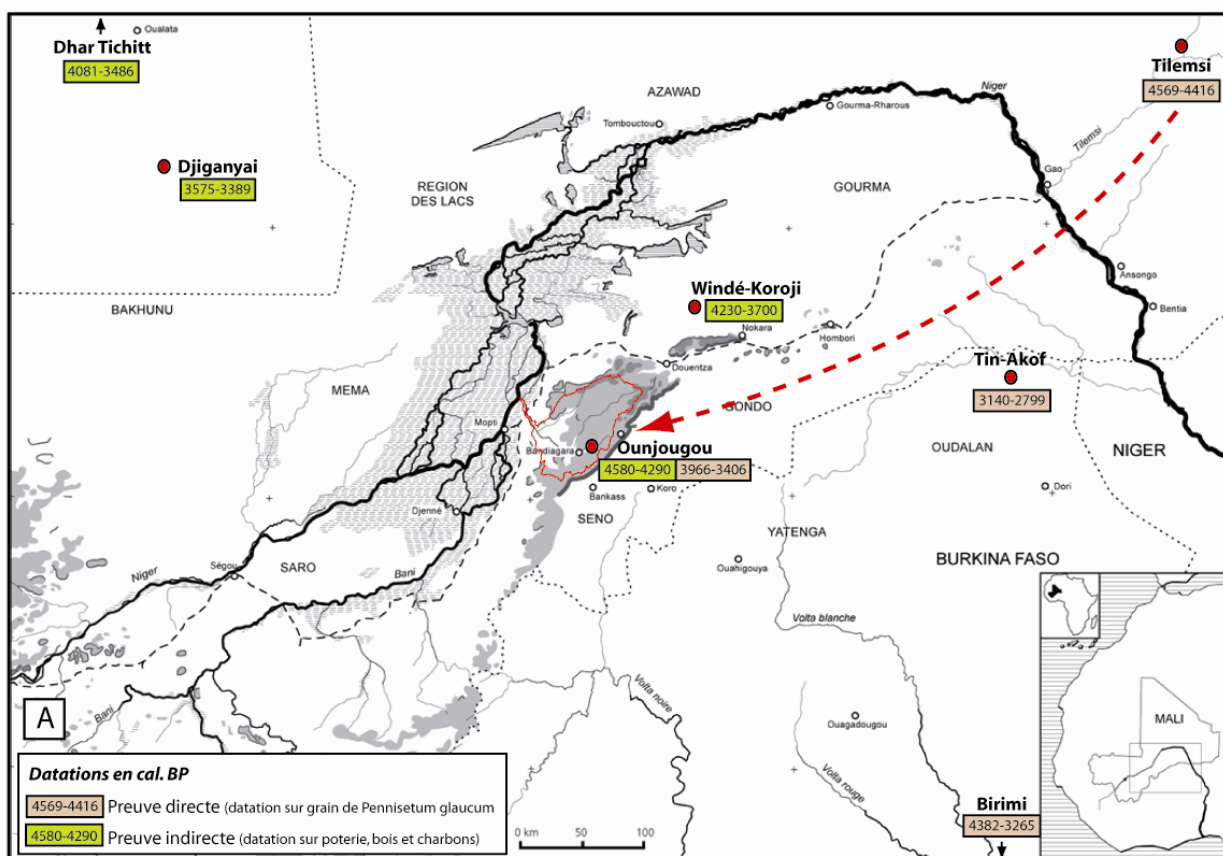


Figure 10.8 : Expansion de la culture du mil au sein de l'Afrique de l'Ouest (A) et du bassin versant du Yamé (B) grâce aux datations sur preuve directe ou indirecte

jusqu'au début de notre ère, cette pratique faisait partie d'un système de subsistance diversifié mêlant la pêche, la chasse ou encore l'élevage. Ainsi, il est possible que les populations nomades pratiquant aussi vraisemblablement l'élevage aient quitté la vallée du Yamé lors de la période un peu plus humide de l'Holocène récent 2 favorisant l'enfrichement du tronçon d'Ounjougou. En revanche, dès le retour d'une période plus aride (HR2C : 2900-2400 cal. BP ; 900-400 BC), on observe de nouveau des indices de la culture du mil à Ounjougou (Fig.10.6). C'est à cette période notamment, que les premiers dépôts de colluvions sont observés à Ounjougou. Ainsi, la vallée du Yamé a sans doute offert les conditions optimales aux transhumants saisonniers : des points d'eau permanents, des plaines alluviales riches en terres fertiles et pâturages etc...

Cependant, il faut vraiment attendre le milieu du 1^{er} millénaire de notre ère pour voir la diffusion de la pratique de la culture du mil au sein du bassin versant (Fig.10.8). Cette période amorce la deuxième étape dans la diffusion de l'agriculture définie par Kahlheber et Neumann (2007). Les enregistrements phytolithiques indiquent qu'elle est désormais pratiquée de manière constante à Ounjougou puis qu'elle est pratiquée dans la basse vallée. En effet, elle est enregistrée dans la moyenne vallée (Doucombo, Fiko) et pour le début de la basse vallée (Baïma, Goundaka) à partir de HT2 (1700-1410 cal. BP ; 300-500 AD). Sur le plateau gréseux, le développement de l'agriculture s'accompagne d'une intensification du colluvionnement, suggérant alors un lien entre ces deux processus. En revanche, pour les deux derniers tronçons à l'aval (Samoloye et Sampara), la pratique de l'agriculture semble nettement plus récente, et date des derniers siècles (19^e-20^e siècle). Les conditions humides du 2^e millénaire de notre ère avec le développement de milieux palustres ont vraisemblablement repoussé l'installation d'agriculteurs pratiquant la culture du mil sur les plateaux et favorisé celle du riz, plus adaptée aux conditions hydro-géomorphologiques locales. La culture du riz a été identifiée à Dia, à l'ouest du Delta intérieur du Niger dès la fin du 3^e millénaire BP (Fig.10.7). Malheureusement, il n'est pas encore possible, à partir des phytolithes, de différencier le riz domestiqué africain (*Oryza glaberrima*), du riz sauvage (*Oryza barthii*). On peut cependant noter la présence de phytolithes (« Scooped bilobate ») caractéristiques de la sous famille des Ehrhartoideae¹ dans les échantillons de mares de Sampara dès la moitié du 4^e millénaire BP (3676-3449 cal. BP ; 1727-1500 cal. BC), à Goundaka et à Bandiougou au cours du 3^e millénaire BP (2956-2181 cal. BP ; 1007-232 cal. BC et 2715-2363 cal. BP ; 766-414 cal. BC). Malgré une très bonne corrélation avec les datations de Dia, ces phytolithes peu abondants dans les enregistrements sédimentaires (chapitre 7) ne permettent pas de conclure de la pratique de la riziculture même si on peut noter qu'ils sont également peu représentés dans l'échantillon prélevé dans la mare actuelle de Sampara où le riz est pourtant cultivé chaque année (chapitre 6).

Cette comparaison avec les données régionales suggère que la vallée du Yamé a dû être une étape dans la diffusion des pratiques agro-pastorales en Afrique de l'Ouest. Elles permettent en outre de montrer que les phytolithes représentent un indicateur fiable de la pratique de l'agriculture.

10.2.1.3. Les feux de brousse : un outil agropastoral ancien?

Aujourd'hui, les feux de brousse constituent l'un des marqueurs des milieux anthropisés de savanes (Scholes et Archer, 1997 ; Sankaran *et al.*, 2005 ; Caillault, 2011). Néanmoins, les enregistrements quaternaires indiquent d'abord leur relation avec le développement de périodes fraîches et arides, favorables à l'extension des formations végétales ouvertes. Au cours de l'Holocène, l'origine naturelle (foudre) ou anthropique des feux de brousse reste toujours très discutée (Ballouche, 2002, 2004 ; Ballouche et Rasse, 2007 ; Power *et al.*, 2008 ; Le Drézen, 2008). Même si il est délicat de faire la part des feux anthropiques

¹ Sous-famille du riz domestiqué et sauvage (voir chapitre 3)

ou naturels, il est certains que l'arrivée des sociétés agropastorales néolithiques a favorisé le développement de la pratique des feux au sein des savanes ouest-africaines. En effet, le feu est un outil indispensable pour défricher, entretenir les jachères ou encore de fertiliser les terres (Fournier *et al.*, 2001 ; Dolidon, 2005).

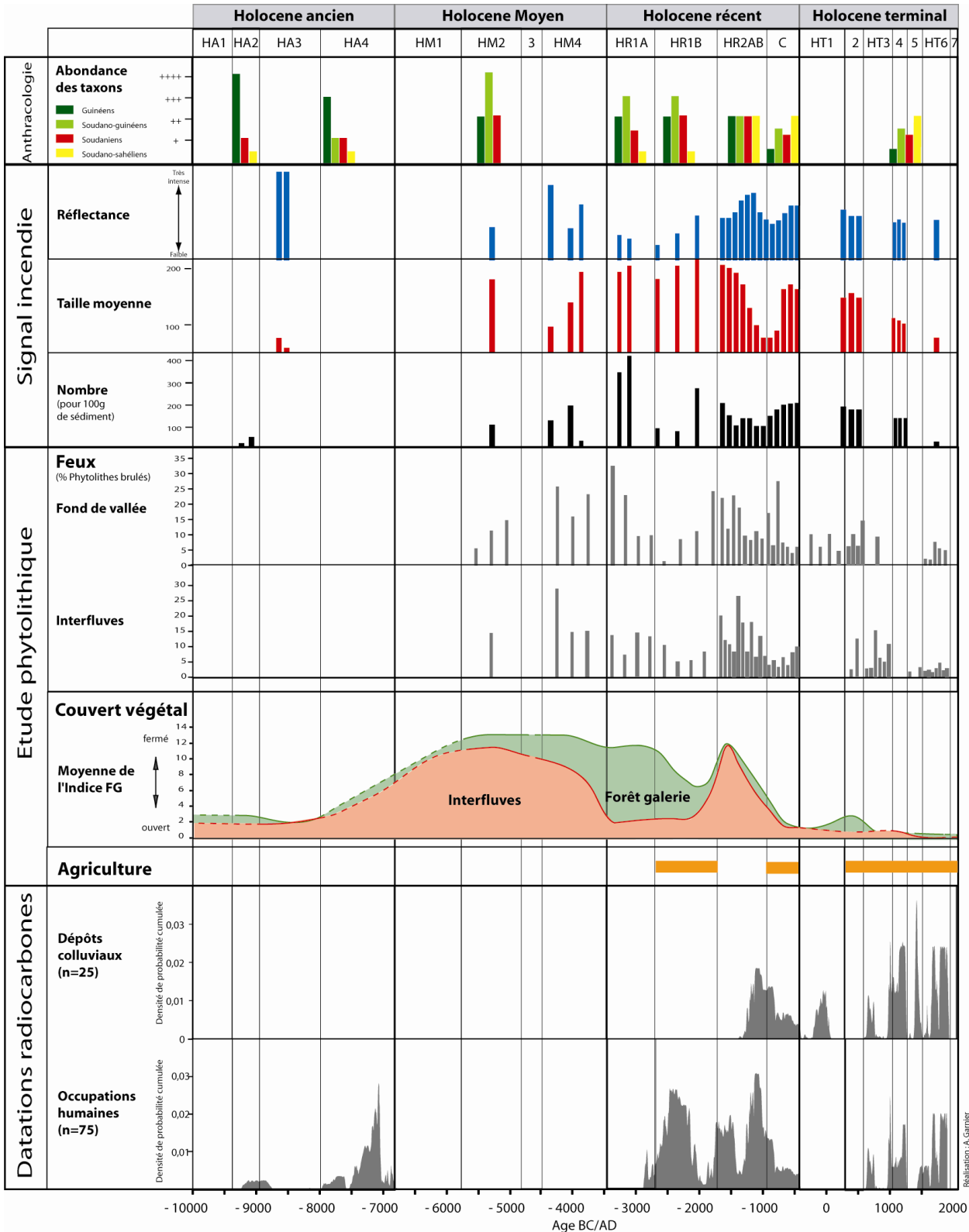


Figure 10.9 : Comparaison des données disponibles sur l'anthropisation des milieux pour la vallée du Yamé (Eichhorn et Neumann, sous presse ; Le Drézen, 2008 ; Garnier *et al.*, 2013 ; cette étude)

L'utilisation des phytolithes comme marqueur des feux dans les dépôts sédimentaires fluviaux s'est révélée plutôt concluante pour la période actuelle (chapitre 6). Afin de mesurer l'information apportée par ceux contenus dans les archives sédimentaires holocènes de la vallée du Yamé, une distinction a été faite selon le type de végétation brûlée (fond de vallée/interfluvies) et le secteur du bassin versant concerné (plateau gréseux/basse vallée). Ces données ont ensuite été comparées avec les données disponibles pour le bassin versant (évolution de la végétation et datations des dépôts colluviaux et des occupations humaines) ainsi qu'avec les analyses qui ont déjà été menées sur le feu pour le site d'Ounjougou, à savoir des analyses anthracologiques (Eichhorn et Neumann, sous presse) et du signal incendie (Le Drézen, 2008) (Fig.10.9). On observe tout d'abord, une bonne corrélation avec les résultats du signal incendie et particulièrement entre le nombre de microcharbons observés pour 100g de sédiment et le pourcentage de phytolithes brûlés pour le plateau gréseux. Ainsi, les périodes où les feux sont abondants concernent le début de l'Holocène Récent (HR1A ; 5320-4650 cal. BP ; 3370-2700 BC) et HR2AB (3720-2900 cal. BP ; 1770-900 BC). Si l'on compare avec les autres données paléoenvironnementales, on remarque que ces périodes sont caractérisées par un environnement végétal plutôt fermé particulièrement dans le fond de vallée. Ainsi, on observe que le mécanisme des feux de brousse est, comme aujourd'hui, principalement déterminé par l'abondance de la biomasse. De même, pour les assemblages phytolithiques de la basse vallée, un lien direct entre l'augmentation de la densité de la végétation du fond de vallée et celle des phytolithes brûlés peut être établi (Fig.10.9). Cependant, ces environnements fermés et humides de fond de vallée ne sont pas propices à l'agriculture. On peut alors suggérer que la pratique du feu est adoptée préférentiellement afin de rabattre le gibier au cours de la chasse ou pour que les troupeaux aient accès au cours d'eau ou encore pour améliorer la qualité du fourrage des fonds de vallée. Enfin, on remarque dans l'ensemble des dépôts holocènes, une abondance à peu près constante des phytolithes atteignant entre 5 et 10% qui témoigne d'une activité modérée mais toujours présente des feux au sein du bassin versant. Mis à part dans les zones humides de la basse vallée et de l'aval où les feux sont encore pratiqués, l'abondance des phytolithes brûlés diminue dans les enregistrements du plateau dogon (0-5%) à partir de HT5 (700-450 cal. BP ; 1250-1500 AD). Cela est en accord avec les résultats de l'étude du signal incendie qui suggère un abandon de la pratique des feux il y a 600 ans environ (Le Drézen, 2008) ce qui correspond au développement d'agrosystèmes traditionnels marqué par des pratiques agropastorales intensives.

10.2.2. La métallurgie

10.2.2.1. La métallurgie en Afrique de l'Ouest et dans la vallée du Yamé

La métallurgie du fer représente une innovation technique essentielle dans l'histoire des sociétés et de l'environnement en Afrique de l'Ouest. La production puis la transformation du fer permettent l'outillage agricole et l'armement provoquant des conséquences considérables sur l'organisation des sociétés et sur l'environnement. En Afrique de l'Ouest, en raison de la pauvreté des informations disponibles, l'origine de la métallurgie fait toujours l'objet d'un débat. Actuellement, les sites de réduction les plus anciens ont été identifiés dans le massif de Termit, au Niger au début du 1^{er} millénaire avant notre ère (Paris *et al.*, 1992 ; Quéchon, 2002). Les populations maîtrisant la métallurgie du fer ont ensuite développé leur savoir-faire, en Mauritanie, au Dhar Néma vers 2600 cal. BP (MacDonald *et al.*, 2009) avant d'atteindre le Delta intérieur du Niger et bien plus tard le Pays Dogon (Ozainne, 2013) (Fig.10.6). C'est à Fiko que les plus anciens vestiges d'un site de réduction ont été observés dans le bassin versant du Yamé. Ils sont datés du 7^e siècle de notre ère, soit avant l'arrivée des Dogons. Cependant, la plupart des datations sont concentrées sur le dernier millénaire et suggèrent une production intensive essentiellement au cours de cette période. La production qui a duré un millénaire représente alors une quantité de déchets métallurgiques de l'ordre

de 225 000 m³ à 300 000 m³ (Robion-Brunner, 2010). Ainsi, ces sites métallurgiques d'envergure proto-industrielle ont largement modifié l'organisation économique, sociale et environnementale du Pays Dogon.

10.2.2.2. Impacts de l' « industrie métallurgique » sur les paysages fluviaux de la vallée du Yamé

Cette production du fer intense et continue sur près de 1000 ans nécessite un apport en combustible important. L'analyse anthracologique ainsi que l'analyse phytolithique ont ainsi permis de montrer une ouverture croissante de la végétation environnant les sites de réduction de Fiko (Eichhorn, 2012). En effet, B. Eichhorn (2012) a estimé grossièrement la quantité nécessaire de bois frais pour l'activité métallurgique de la tradition de Fiko entre 4 500 000 t et 6 000 000 t. Cette valeur indique une exploitation du bois proche de la limite écologique notamment si l'on considère que la métallurgie n'est pas la seule activité locale consommatrice de bois (activités domestiques, construction...). Ainsi, les activités métallurgiques dans la région de Fiko-Kéma sont à l'origine d'une dégradation importante du couvert végétal. En plus, une sélection est établie lors du ramassage du combustible. Certaines espèces sont alors préférées en raison de leur densité élevée du bois (*Prosopis africana*, *Terminalia* sp. *Vitellaria paradoxa*) et vont disparaître de l'environnement local et être remplacées par d'autres espèces capables de rejeter des souches telles que *Pterocarpus lucens* ou les espèces de Combretaceae. S'il n'est pas possible de mettre clairement en relation l'intensification de l'agriculture dans la vallée du Yamé avec l'avènement de la métallurgie, il est clair que localement, l'augmentation des dépôts colluviaux dans la moyenne vallée trouve son origine dans la mise en place de cette activité. La modification de la composition des espèces boisées aux alentours du tronçon de Fiko a eu comme conséquence une érosion intense des sols et un colmatage du fond de vallée par des colluvions à l'échelle de la moyenne vallée. En effet, au contraire des autres secteurs, c'est pour cette période que les volumes stockés dans le fond de vallée sont les plus importants au cours de l'Holocène (chapitre 9). Enfin, le développement de la métallurgie et notamment la transformation du fer en outils agricoles a vraisemblablement participé à l'intensification de la culture du mil et son extension spatiale. L'Âge du fer en Afrique de l'Ouest marque ainsi l'apparition d'une véritable agriculture sédentaire (Neumann, 2003 ; Linseele, 2007).

10.2.3. L'émergence des paysages culturels

Au cours de la période Holocène, l'Afrique de l'Ouest a été sujette à une importante variabilité climatique et à des dynamiques de peuplement et des innovations technologiques considérables. Si les fluctuations climatiques ont souvent été considérées à l'origine de l'extinction de certaines civilisations ou au contraire de leur expansion, peu d'études mettent en avant les capacités d'adaptation spectaculaires des populations face à ce type d'événement climatique. Le meilleur exemple en Afrique de l'Ouest est la réponse apportée par les populations à l'aridification du climat suite à la fin de l'Optimum humide africain, il y a 5000 ans environ. Cette période marquante a été à l'origine du passage d'une société de chasseurs-cueilleurs à une société de pasteurs et d'agriculteurs avec le développement d'un système plus diversifié mêlant la pêche, la chasse, l'élevage et l'agriculture itinérants. C'est à partir de ce moment que les populations, à travers leurs pratiques agro-sylvo-pastorales, façonnent leur environnement qui peut alors être interprété comme la résultante de paysages culturels. Cette conception du paysage, qui s'est imposée très tôt en Allemagne sous le terme de « Kulturlandschaft », est définie comme suit par Sauer (1925) « *the natural landscape is fashioned from a natural landscape by culture group. Culture is the agent, the natural area is the medium, the cultural landscape is the result.* » En Afrique de l'Ouest, les paysages de savanes actuellement observés sont la manifestation des relations millénaires entre d'une part, les potentialités et les contraintes de l'environnement et d'autre part, les Hommes, avec leurs cultures, pratiques, savoir-faire,

technologies... (Ballouche et Rasse, 2007). Pourtant, pendant longtemps les savanes ont été interprétées soit comme des paysages naturels peu modifiés en raison d'une agriculture peu évoluée soit comme des paysages dégradés à cause de pratiques agro-pastorales mal maîtrisées en affichant en particulier l'utilisation abusive des feux de brousse (Aubréville, 1949). Cependant, les recherches paléoenvironnementales en association avec les études archéologiques et historiques permettent de revoir l'origine des savanes et de montrer que, tout comme le climat, l'homme les a toujours façonnées et transformées (Ballouche et Rasse, 2007). Même si des feux d'origine anthropique peuvent être identifiés dès le Néolithique moyen, c'est réellement la pratique d'une agriculture et d'un élevage itinérants en combinaison avec la pratique de la jachère et des feux qui vont être à l'origine de l'instauration de paysages culturels en Afrique soudano-sahélienne (Lespez, 2012). La culture du mil est attestée dès le 3^e millénaire avant notre ère en domaine sahélien. Cependant, dans la vallée du Yamé, ce n'est qu'à partir du début du 1^{er} millénaire avant notre ère (HR2C : 2900-2400 cal. BP ; 900-400 BC) que les paysages culturels vont s'établir durablement à Ounjougou et à partir de HT2 (1700-1410 cal. BP ; 300-500 BC) pour la moyenne et une partie de la basse vallée. Il faudra attendre vraisemblablement le 19^e siècle pour que certains tronçons de la vallée soient réellement façonnés par les Hommes. Si à Sampara, à l'aval de la vallée, il est possible de soumettre l'hypothèse de la culture du riz au cours du 1^{er} millénaire avant notre ère, les assemblages phytolithiques du tronçon de Samoloye ne montrent aucun signe d'anthropisation des paysages avant le 19^e siècle. Ce tronçon, aujourd'hui encore reculé et faiblement peuplé a pu être délaissé, peut-être en raison de son éloignement des points d'eau permanents (plateau gréseux ou le fleuve Niger). Cependant, la croissance démographique des derniers siècles a contraint les populations à s'installer dans des zones auparavant inadaptées à leur développement et à s'adapter, encore une fois, avec la mise en place des puits profonds par exemple.

Ainsi, la pratique de l'agriculture associée à l'utilisation des feux a modifié les paysages avec d'une part, une ouverture des formations végétales et d'autre part, une sélection de certaines espèces au profit d'autres. C'est le cas notamment des espèces pyrophiles (Schultz et Pomel, 1992 ; Le Drézen, 2008) ou encore des arbres conservés pour leur utilité (fruits, médicaments...). Ce système de production diversifié a favorisé la mise en place d'une organisation paysagère caractéristique de la zone soudano-sahélienne (Ballouche et Rasse, 2007). Cependant, selon les spécificités locales, d'autres organisations se sont développées. Par exemple, le delta intérieur du Niger a l'avantage de juxtaposer des possibilités économiques variées telles que la chasse, la pêche, l'élevage ou encore l'agriculture avec notamment la culture du riz, identifiée dès 2800 cal. BP (800 BC) à Dia (Murray, 2004). On observe donc une diversité des systèmes de production en Afrique de l'Ouest et ainsi des paysages culturels. Le bassin versant du Yamé présente l'originalité de représenter plusieurs systèmes de production de l'amont vers l'aval.

Un peu plus tard, au cours du 1^{er} millénaire de notre ère, le développement de la métallurgie a aussi fortement modifié les paysages avec une ouverture suite à l'exploitation du bois nécessaire pour l'activité métallurgique mais aussi avec la sélection des espèces. En effet, certains auteurs pensent que la métallurgie est à l'origine de la disparition de certaines espèces (*Prosopis africana*) dans les savanes sahéliennes (Khiétéga, 2009). L'étude de B. Eichhorn (2012) dans la vallée du Yamé a en effet, montré que le prélèvement d'essences à fort pouvoir calorifique a favorisé leur disparition des paysages culturels environnants au profit d'autres espèces, telles que les Combretaceae. Ces dernières sont aujourd'hui caractéristiques de l'ensemble des paysages sahélo-soudaniens.

Enfin, les colluvions, très peu étudiées dans les recherches sur l'anthropisation des milieux représentent un autre élément indissociable des paysages culturels soudano-sahéliens. Cette étude nous a permis de montrer que leur origine pouvait être directement liée à l'émergence de l'agriculture dans la vallée du Yamé et à celle des paysages culturels avec l'ouverture de la végétation et une sélection des espèces qui la

constitue. Ainsi, leur signification dans les paysages est clairement d'origine anthropique. Ils représentent alors un indicateur clé de la mise en place des paysages culturels.

Conclusion

Les résultats de l'évolution des paysages fluviaux de la vallée du Yamé au cours de l'Holocène sont riches en informations. Ils s'inscrivent assez bien dans le cadre hydro-climatique régional et l'étude à haute résolution spatiale menée dans la vallée du Yamé apporte un nouveau jalon à l'histoire paléoenvironnementale de l'Afrique de l'Ouest. Elles offrent de nouvelles informations sur l'évolution climatique et anthropique de l'Holocène en Afrique de l'Ouest. De même, la période de l'Holocène terminal, peu étudiée dans les études précédentes est riche en informations, notamment sur l'impact des innovations techniques et sur l'établissement des paysages culturels qui prennent place d'une manière générale en Afrique de l'Ouest au cours des deux derniers millénaires. Cette étude a permis de dévoiler les premières traces de mil domestiqué dans un contexte hors-site archéologique à Ounjougou, dès le début du 3^e millénaire avant notre ère, et apporte de nouveaux éléments quant à la chronologie de la diffusion de l'agriculture à l'échelle régionale.

Conclusion générale

Le travail de recherche mené dans la vallée du Yamé et présenté dans cette thèse permet de reconstituer l'évolution du système fluvial et de son environnement au cours de l'Holocène. Au-delà, cette recherche a tenté de déterminer les variables de contrôle à l'origine de cette évolution et leurs parts respectives au sein du bassin versant étudié. Ce travail s'est appuyé sur une double approche. D'une part, sur des recherches géomorphologiques afin de reconstituer les dynamiques hydro-sédimentaires holocènes de la vallée du Yamé et d'autre part, des recherches biogéographiques, grâce à l'analyse des phytolithes contenus dans les dépôts, ont permis de reconstruire la végétation holocène du bassin versant et les transformations qu'elle a subies. La conduite en complémentarité de ces deux approches a permis un réel développement méthodologique avec la compréhension fine de la taphonomie des phytolithes.

Au bilan, l'originalité de la thèse, par rapport aux autres études paléoenvironnementales menées en Afrique de l'ouest, réside dans l'étude globale d'un système fluvial et dans la volonté de mettre en évidence le rôle des sociétés dans la construction et les métamorphoses des paysages fluviaux.

Un objectif méthodologique : associer deux approches complémentaires dans l'étude des archives sédimentaires

La démarche méthodologique adoptée dans le cadre de ce travail de recherche a été développée afin de répondre aux objectifs posés et afin d'être adaptée au terrain d'étude, un environnement fluvial et un milieu semi-aride. Le choix de mener en complémentarité deux approches paléoenvironnementales, habituellement conduites séparément, avait aussi un objectif méthodologique. Au travers de l'étude de la taphonomie des sédiments, il était question de déterminer l'origine des phytolithes qu'ils contiennent afin de mieux interpréter les assemblages phytolithiques.

L'analyse géomorphologique des dépôts sédimentaires appliquée dans le cadre de cette étude relève de méthodes classiques qui ont déjà fait leurs preuves au sein de la communauté de la géomorphologie fluviale qui associe une reconnaissance sur le terrain des faciès sédimentaire (Miall, 1995 ; Lespez *et al.*, 2011) et l'utilisation de l'image CM à partir d'analyses granulométriques en laboratoire (e.g Passega, 1964 ; Bravard, 1983 ; Bravard *et al.*, 1986 ; Arnaud-Fassetta, 1998 ; Bravard et Salvador, 2011). Ces méthodes, qui n'avaient jamais été menées en contexte soudano-sahélien, constituent un outil appréciable pour la reconstitution des modes de transport et de dépôt des sédiments alluviaux. Concernant l'approche biogéographique, si le milieu soudano-sahélien représente un terrain privilégié dans l'étude des phytolithes où leur utilité comme marqueurs des dynamiques environnementales a déjà été souligné par de nombreuses investigations (Alexandre *et al.*, 1997 ; Barboni et Bremond, 2009 ; Neumann *et al.*, 2009 ; Novello *et al.*, 2012), leur analyse dans les archives alluviales marque une nouveauté. Les résultats de notre étude ont

montré qu'il était possible de distinguer, à partir de la connaissance de la taphonomie des sédiments, l'origine spatiale des phytolithes qu'ils contiennent (végétation du fond de vallée ou des interfluves). Cette question est primordiale dans l'interprétation des assemblages phytolithiques. Par exemple, les assemblages issus des échantillons prélevés dans les espaces cultivés et les zones palustres (végétation hygrophile) ont une composition assez semblable. Seule l'étude géomorphologique et sédimentologique des dépôts nous permet d'affiner notre interprétation en distinguant clairement ces deux formations végétales. Cette démarche s'est révélée particulièrement utile afin de mieux discerner les modifications des conditions environnementales suite à l'intervention de l'Homme (ouverture de la végétation, pratique de l'agriculture, abondance des feux) et les raisons qui ont motivé ces pratiques sociétales. Par exemple, il a été possible de montrer qu'au cours de l'Holocène moyen, les feux étaient plus abondants dans le fond de vallée traduisant alors une volonté anthropique de mettre le feu à la forêt galerie.

La nécessaire prise en compte des dynamiques actuelles.

Le peu de connaissance des systèmes fluviaux ouest-africains et de l'enregistrement des phytolithes dans les archives alluviales souligne la nécessité de mener une étude préliminaire sur les dynamiques actuelles avant de s'intéresser à l'évolution paysagère sur le temps long. Elle montre qu'une approche naturaliste de terrain associée à un travail SIG permet d'acquérir une bonne connaissance du fonctionnement du système fluvial et de délimiter et caractériser à partir d'indices statistiques les différents styles fluviaux. De plus, l'utilisation de l'image CM dans la caractérisation des modes de transport et de dépôt s'est appuyée sur une étude des échantillons actuels alors que l'analyse des phytolithes repose également sur une démarche actualiste. Menée dans deux zones bioclimatiques distinctes, cette dernière a été essentielle dans la réflexion sur la taphonomie des phytolithes et l'adaptation de notre démarche méthodologique.

Elle a permis de proposer un modèle d'enregistrement des phytolithes avec la reconnaissance de deux échelles de représentation de la végétation selon le type d'environnement de dépôt échantillonné : une **échelle locale** (0-20 m) et une **échelle extra-locale** (de 20 m à plusieurs centaines de mètres). La première concerne un dépôt *in-situ* des phytolithes enregistrés dans les sols et dans les dépôts de plaine d'inondation ou de mares qui sont caractérisés principalement par un mode de dépôt par décantation. Un apport des phytolithes issus de la végétation extra-locale est observé dans les dépôts de chenaux et de très basse terrasse qui ont été transportés, au même titre que les sédiments, des interfluves vers le talweg lors des crues saisonnières. Enfin, cette étude a révélé l'intérêt d'associer une approche générale, qui permet de montrer les disparités entre les assemblages, et une approche par indices, utile dans la caractérisation de certains processus. Cette démarche actualiste de l'enregistrement des phytolithes a permis de créer deux nouveaux indices : l'**indice FG** (Forêt galerie) qui permet de distinguer le degré d'ouverture ou de fermeture des paysages aussi bien en domaine sahélien que soudanien et l'**indice SG** (Scléréides/"globular decorated") qui permet de caractériser le type de forêt galerie, à affinité sahélo-soudanienne ou soudanienne.

Enfin, cette étude contemporaine des sols et sédiments alluviaux a mis en évidence le signal phytolithique de différents environnements végétaux dont celui des espaces cultivés par le mil. En effet, les assemblages phytolithiques prélevés dans les champs, que ce soit en domaine sahélo-soudanien et soudanien, sont tous caractéristiques d'une bonne représentation des « lobate GSCP » ainsi que des phytolithes caractéristiques des Cyperaceae et des Commelinaceae. Ce signal phytolithique des espaces cultivés s'est notamment révélé très utile dans l'interprétation des assemblages issus des sédiments fossiles. Il a permis aussi de questionner la valeur de l'indice Iph pour ce type de milieu très anthropisé.

Dissocier les échelles spatiales dans l'interprétation des données

L'emboîtement des échelles spatiales est au cœur des préoccupations de ce travail de thèse. Elle est une des clés principales dans l'interprétation du rôle des facteurs internes et externes et de la part des fluctuations climatiques et anthropiques dans l'évolution du système fluvial et de ses paysages.

Les résultats de cette étude indiquent aussi bien pour la période actuelle que pour l'Holocène une diversité des styles fluviaux et des processus de l'amont à l'aval de la vallée. Ils témoignent de l'importance du rôle tenu par les facteurs internes (géologie, formations superficielles, végétation ...) dans le fonctionnement du système fluvial. Ainsi, à l'amont, les aquifères des grès permettent une alimentation permanente du Yamé pour une majeure partie de l'Holocène alors que la production sédimentaire y est importante. En revanche, la moyenne vallée est caractérisée par un assèchement progressif des aquifères qui ne permet plus d'alimenter de manière continue le Yamé et par un développement important des apports colluviaux. Dans la basse vallée, le scénario est totalement différent. On assiste au contraire à une augmentation des flux solides qui engendrent un exhaussement important du fond de vallée. La réduction de la pente ainsi que la configuration locale expliquent ce processus. Enfin, la basse vallée constitue une vaste zone palustre et indique un niveau élevé des aquifères entre la moitié du 1^{er} millénaire de notre ère et le début du 20^e siècle. À l'aval, le système est aussi différent, révélant selon les périodes une appartenance au fonctionnement hydro-sédimentaire du Yamé ou du Niger. Ainsi, si pendant la majeure partie de l'Holocène, les facteurs internes semblent intervenir de manière plus importante que les facteurs externes dans la différenciation longitudinale du fonctionnement du Yamé, quelques périodes témoignent d'une réponse synchrone de l'ensemble du système fluvial à un événement climatique externe au bassin versant. C'est le cas, par exemple, du début de l'Holocène terminal (HT1 : 2400-1700 cal. BP ; 400 BC-300 AD) où une incision généralisée à l'ensemble des tronçons a été observée. Elle résulte de crues éclairs brutales qui sont à l'origine des pluies orageuses particulièrement dévastatrices dans un contexte climatique aride où la végétation affaiblie ne permet plus l'infiltration et la protection des sols du bassin versant. Enfin la sédimentation de l'ensemble des tronçons pour la période HT6 (450-24 cal. BP ; 1500-1936 AD) est révélatrice de conditions particulièrement humides. Cependant, le développement de zones palustres est observé dans l'ensemble de la vallée sauf dans la moyenne vallée. Cela suggère que cette période plus humide n'est pas suffisamment longue pour recharger totalement les aquifères et permettre l'instauration de conditions de saturation des nappes dans cette partie de la vallée.

Enfin, l'étude de l'ensemble du système fluvial a également permis de montrer les liens qui existent entre les différents secteurs de la vallée et leurs fonctions. Ainsi, l'amont a toujours été caractérisé par une forte production des sédiments alors que la moyenne vallée, représente la zone de transfert de ces derniers depuis au moins le début de notre ère. La basse vallée est un espace vital dans le fonctionnement global du système fluvial constituant une zone de piégeage importante des sédiments. Vers l'aval, selon les périodes, on observe une zone de transfert ou d'accumulation des sédiments. En revanche, pour l'ensemble de la vallée, la période HT1 est significative d'une phase de transfert et de déstockage des sédiments.

Au contraire des styles fluviaux, la végétation présente une évolution synchrone au sein du bassin versant depuis près de deux millénaires. Cette homogénéisation de la végétation, malgré des conditions locales différentes, est à mettre en relation avec l'anthropisation croissante du bassin versant et la production des paysages culturels.

Préciser le rôle des Sociétés dans l'évolution des paysages fluviaux

Un des objectifs majeurs de cette recherche était de déterminer le rôle des sociétés dans la construction des paysages fluviaux holocènes. L'étude des phytolithes et des rythmes du détritisme a révélé l'intérêt de ces indicateurs dans l'appréciation des modalités de l'anthropisation des milieux.

L'analyse des phytolithes contenus dans les dépôts de la vallée du Yamé a permis de montrer trois étapes dans la diffusion de la **culture du mil** au sein du bassin versant. La première se situe dans la deuxième moitié du 3^e millénaire avant notre ère (4580-4290 cal. BP ; 2577-2355 cal. BC) à l'amont du bassin versant et caractérise l'arrivée de populations avec la connaissance du mil domestiqué (*Pennisetum glaucum*). Cependant, l'impact sur l'environnement est relativement faible. La deuxième étape indique une généralisation de la pratique de la culture du mil dans une grande partie du bassin versant au cours du 1^{er} millénaire de notre ère (HT2 : 1700-1410 cal. BP ; 300-500 AD). Seuls les assemblages de Samoloye et Sampara n'enregistrent pas de signes de cette pratique pour cette période. Il est possible que le développement de zones palustres au cours des deux derniers millénaires ait repoussé la culture du mil au profit de celle du riz. En effet, des phytolithes caractéristiques de la sous famille de Poaceae Ehrhartoideae dont le riz domestique (*Oryza glabberima*) et le riz sauvage (*Oryza barthii*) appartiennent ont été observés depuis le 2^e millénaire avant notre ère à Sampara et le 1^{er} millénaire avant notre ère dans les archives lacustro-palustres à Bandiougou et Goundaka. Depuis le début du 20^e siècle, le mil est cultivé dans l'ensemble du bassin versant marquant la 3^e étape dans la diffusion de l'agriculture.

Les phytolithes représentent un atout majeur dans la reconstitution de la **pratique du feu**, notamment à partir d'archives alluviales car il est possible de déterminer quel type de végétation est brûlé (ripisylve, savane). Cette distinction aide à définir les causes à l'origine de ces feux. Ainsi, dans la vallée du Yamé, les assemblages phytolithiques témoignent de l'usage des feux par les hommes dès le 5^e millénaire avant notre ère. En effet, la végétation brûlée correspond à la forêt galerie soudano-guinéenne constituée principalement du bambou *Oxytenanthera abyssinica*. Sans l'intervention de l'homme, cette végétation hygrophile ne brûlerait pas. En revanche, au cours des trois derniers millénaires, les feux, un peu plus abondants au sein de la forêt galerie de la basse vallée, s'expliquent vraisemblablement par la présence de pasteurs dans la région. Le feu peut être utilisé ici afin d'accéder à l'eau pour le bétail ou encore pour améliorer la qualité du fourrage. Depuis 500 ans environ, l'abondance des phytolithes brûlés a fortement diminué sur le plateau gréseux témoignant de la fin de la pratique du feu en relation avec une biomasse moins dense.

Enfin, l'étude des **rythmes du détritisme** et du **colluvionnement** ont apporté de riches informations en association avec les résultats des analyses phytolithiques. Les phases de fort détritisme concernent les périodes HR2C (2900-2400 cal. BP ; 900-400 BC) et HT2 (1700-1410 cal. BP ; 300-500 AD). Un lien direct peut-être établi avec les pratiques agraires qui se développent pour ces périodes au sein de la vallée du Yamé favorisant une ouverture de la végétation des interfluves, particulièrement sur le plateau gréseux. À l'amont et dans la moyenne vallée, on assiste à un développement du colluvionnement important à partir de HR2C. Deux phases principales peuvent être identifiées : une première au cours de HR2C (2900-2400 cal. BP ; 900-400 BC) qui fait suite à une phase d'occupation importante de la vallée et à l'extension des pratiques agricoles au sein du bassin versant. Une deuxième phase de colluvionnement est attestée depuis le 8^e siècle qui peut être aussi corrélée avec une nouvelle phase d'occupation du bassin versant, une croissance démographique ainsi que le développement et l'intensification des activités agro-pastorales et métallurgiques.

Apporter de nouvelles connaissances à l'échelle régionale

Cette étude centrée sur la vallée du Yamé apporte de nouvelles informations sur les dynamiques climatiques et anthropiques qui ont eu lieu en Afrique de l'Ouest au cours de l'Holocène.

La réponse de la vallée du Yamé est différente selon l'intensité des changements climatiques et selon le secteur concerné. La végétation ainsi que le système fluvial marquent un délai de réponse d'un ou deux millénaires dans l'enregistrement du début et de la fin de l'optimum humide par rapport aux autres sites sahélo-soudaniens. Encore une fois, les caractéristiques locales du bassin versant sont à prendre en compte dans ce processus. Il correspond en effet au délai nécessaire à la recharge puis à la vidange des aquifères gréseux. En revanche, même si d'une manière générale, le bassin versant du Yamé enregistre une réponse aux changements climatiques rapides (RCC), celle-ci se traduit de différentes manières : par une incision dans les dépôts antérieurs (9000-8000 cal. BP), par une ouverture du couvert végétal (4200-3800 cal. BP) ou par une baisse des flux liquides et par la dessiccation des mares de plaine alluviale (3500-2500 cal. BP). Enfin, le dernier changement climatique rapide s'illustre dans l'ensemble de la vallée du Yamé par une phase humide (600-150 cal. BP). Cependant, les autres données régionales témoignant de cet épisode humide sont rares. En revanche, c'est au début de l'Holocène terminal (2400-1700 cal. BP ; 400BC-300AD) que l'on observe le changement le plus remarquable du système fluvial avec l'identification d'une incision de plusieurs mètres dans l'ensemble de la vallée du Yamé. Malgré le fait que cette période soit faiblement renseignée à l'échelle régionale et globale, les archives sédimentaires de la vallée du Yamé indiquent une phase très aride.

Outre la mise en évidence de nouvelles périodes clés dans l'évolution du climat en Afrique de l'Ouest, l'intérêt de la thèse concerne aussi son apport dans la connaissance du rôle des sociétés dans la mise en place de ces paysages "culturels". Premièrement, les assemblages phytolithiques analysés à Ounjougou ont permis de montrer que l'Homme est intervenu sur les paysages avec la pratique du feu dans le fond de vallée depuis le 5^e millénaire avant notre ère et qu'il a développé la culture du mil dès le 3^e millénaire avant notre ère soit peu après la vallée du Tilemsi, qui est le premier enregistrement de mil domestiqué en Afrique de l'Ouest. En effet, en plus des assemblages phytolithiques, la découverte de céramique à affinités sahariennes dans les dépôts de cette période témoigne de la présence de populations venues du Nord et confirme notre hypothèse. Ainsi, suite à l'assèchement du Sahara à la fin de l'Optimum humide africain, les populations ont dû s'adapter et ont migré vers le sud à la recherche de points d'eau. À Ounjougou, grâce aux aquifères de grès et à la présence d'une source d'eau pérenne, les populations néolithiques s'y sont vraisemblablement installées.

Enfin, l'étude des rythmes du détritisme au sein des différents secteurs de la vallée du Yamé a permis d'identifier précisément les conséquences paysagères de l'intensification de l'agriculture à la fin du 1^e millénaire avant notre ère et dans la deuxième moitié du 1^e millénaire de notre ère. L'ouverture des paysages augmente la sensibilité des sols du bassin versant et favorise le processus de ruissellement. Il en résulte la mise en place de colluvions très bien identifiées dans la moyenne vallée alors que dans la basse vallée, l'apport sédimentaire est en augmentation et vient colmater le fond de vallée. Ainsi, depuis près de 3000 ans, les paysages de la vallée du Yamé peuvent être définis comme « culturels ».

Perspectives

Cette étude a montré (1) l'intérêt des archives sédimentaires alluviales comme indicateur des dynamiques climatiques et anthropiques et (2) l'importance d'adopter une démarche multi-proxy et multiscalaire. Au travers d'une étude conjointe géomorphologique et phytolithique, il est possible de

contribuer à l'histoire des sociétés et des paysages culturels, même sans aucune donnée archéologique disponible, comme c'est le cas pour la plupart des tronçons de la vallée du Yamé.

Dans les années à venir, il serait intéressant de mener le même genre d'investigations dans d'autres contextes climatiques, géologiques et anthropiques afin de mesurer le poids des variables de contrôle selon des espaces différents. Un focus sur les derniers millénaires apparaît nécessaire au regard du peu d'informations disponibles aujourd'hui en Afrique de l'Ouest. Ainsi, les épisodes climatiques arides de HT1 (2400-1700 cal. BP ; 400 BC-300 AD) et humides de HT6 (450-24 cal. BP ; 1500-1936 AD) doivent être précisés à l'échelle régionale, de même que l'impact des activités humaines sur les paysages à partir du 1^{er} millénaire avant notre ère.

Concernant l'étude des phytolithes, il serait important d'augmenter le référentiel actuel afin d'affiner l'interprétation des assemblages fossiles. Par exemple, la détermination du phytolithe d'*Oxytenanthera abyssinica* par K. Neumann avant le début de cette thèse a été d'un apport essentiel dans l'interprétation des assemblages fossiles de la vallée du Yamé. Il serait ici nécessaire de s'intéresser aux phytolithes produits par les différents ligneux afin de pouvoir dissocier ceux produits par les espèces des différentes zones bioclimatiques.

Il apparaît essentiel de continuer les investigations sur les plantes domestiquées et les plantes associées (adventices et rudérales) afin d'essayer d'affiner le signal phytolithique du mil (*Pennisetum glaucum*), du riz (*Oryza glabberima*) ou encore d'autres espèces domestiquées (sorgho, fonio...). En effet, en l'absence de restes archéologiques et carpologiques, les phytolithes offrent de nouvelles perspectives dans l'étude de la diffusion de l'agriculture au sein du continent ouest-africain.

Enfin, il serait intéressant de tester les phytolithes dans d'autres environnements fluviaux tels que les milieux tempérés et méditerranéens afin d'apprécier leur valeur paléoenvironnementale en dehors des milieux ouverts et semi-arides.

Références bibliographiques

A

- Abrantes, F.**, 2003. A 340,000 year continental climate record from tropical Africa-news from opal phytoliths from the equatorial Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 209, 165-179.
- Alber, A.**, Piégay, H., 2011. Spatial disaggregation and aggregation procedures for characterizing fluvial features at the network-scale: Application to the Rhône basin (France). *Geomorphology* 125 (3), 343-360.
- Albert, R.M.**, Bamford, M.K., 2012. Vegetation during UMBI and deposition of Tuff IF at Olduvai Gorge, Tanzania (ca. 1.8 Ma) based on phytoliths and plant remains. *Journal of Human Evolution* 63 (2), 342-350.
- Albert, R.M.**, Bamford, M.K., Cabanes, D., 2009. Palaeoecological significance of palms at Olduvai Gorge, Tanzania, based on phytolith remains. *Quaternary International* 193, 41-48.
- Albert, R.M.**, Bamford, M.K., Cabanes, D., 2006. Taphonomy of phytoliths and macroplants in different soils from Olduvai Gorge (Tanzania) and the application to Plio-Pleistocene palaeoanthropological samples. *Quaternary International* 148, 78-94.
- Alexandre, A.**, Crespin, J., Sonzogni, C. Sylvestre, F., Hilbert D.W., 2012. Oxygen isotopic composition of phytoliths from tropical rainforest soils (Queensland, Australia): application of a new paleoenvironmental tool. *Climate of the Past* 8 (1), 307-324.
- Alexandre, A.**, Bouvet, M., Abbadie, L., 2011. The role of savannas in the terrestrial Si cycle: a case-study from Lamto, Ivory Coast. *Global and Planetary Change* 78, 162-169.
- Alexandre, A.**, Sonzogni, C. Basile, I., Sylvestre, F., Parron, C., Meunier, J.D., Colin, F., 2006. Oxygen isotope analyses of fine silica grains using laser-extraction technique: comparison with oxygen isotope data obtained from ion microprobe analyses and application to quartzite and silcrete cement investigation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (11), 2827-2835.
- Alexandre, A.**, Meunier, J.D., Mariotti, A., Soubies, F., 1999. Late Holocene phytolith and carbon-isotope record from a latosol at Salitre, South-Central Brazil. *Quaternary Research* 51, 187-194.
- Alexandre, A.**, Meunier, J.D., Lézine, A.M., Vincens, A., Schwartz, D., 1997a. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136 (1), 213-229.
- Alexandre, A.**, Colin, F., Koud, J.M., Meunier, J.D., 1997b. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering problems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (3), 677-682.
- Alexandre, A.**, Colin, F., Meunier J.D., 1994. Les phytolithes, indicateurs du cycle biogéochimique du Si en forêt équatoriale. *Compte-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 319 (2), 453-458.
- Alvarez, J.M.**, Rocha, J.F., Machado, S.R., 2008. Bulliform cells in *Loudetiopsis chrysotrich* (Nees) Conert and *Tristachya leiostachya* Nees (Poaceae): structure in relation to function. *Brazilian Archives of Biology and Technology* 51 (1), 113-119.
- Amblard, S.**, 1996. Agricultural evidence and its interpretation on the Dhars Tichitt and Oualata, south-eastern Mauritania. In: Pwiti, G., Soper, R. (Eds.), *Aspects of African archaeology*. 10th Congress of the Pan African Association for Prehistory and Related Studies (10 June 1995; Harare), University of Zimbabwe Publications, Harare, pp. 421-427.
- Amblard-Pison, S.**, 1999. *Communautés villageoises néolithiques des Dhars Tichitt et Oualata (Mauritanie)*. Thèse de doctorat, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne.
- Amoros, C.**, Petts, G.E., (Eds.), 1993. *Hydrosystèmes fluviaux*, Paris, Masson, collection d'Ecologie 24, 300 p.
- Amoros, C.**, Roux, A.L., Reygrobellet, J.L., Bravard, J.P., Pautou, G., 1987. A method for applied ecological studies of fluvial hydrosystems. *Regulated Rivers: Research and Management* 1, 17-36.
- Amoros, C.**, Bravard, J.P., Reygrobellet, J.L., Pautou, G., Roux, A.L., 1988. Les concepts d'hydrosystème et de secteur fonctionnel dans l'analyse des systèmes fluviaux à l'échelle des écosystèmes. *Bulletin d'écologie* 19, 531-546.

- Andersen, I.**, Dione, O., Jarosewich-Holder, M., Olivry, J. C., 2005. *The Niger River Basin. A Vision for Sustainable Management*. Golitzen, K.G. (Eds.), Directions in Development, The World Bank, Washington DC, USA, 145 p.
- Andrejko, M.J.**, Cohen, A.D., 1984. *Scanning electron microscopy of silicophytoliths from the Okefenoke swamp-marsh complex*. The Okefenoke Swamp: its natural history, geology and geochemistry. Wetland Surveys: Los Alamos, pp. 468-491.
- Arbonnier, M.**, 2002. *Arbres, arbustes et lianes des zones sèches d'Afrique de l'Ouest*. Editions Quae, 576 p.
- Arnaud, J.-C.**, 2010. *Population*. Atlas du Mali. Paris (Eds.), Les éditions du Jaguar, pp. 96-101.
- Arnaud, J.-C.**, Lerebourd Pigeonnière., A, (éds) 2001, *Atlas du Mali*, Éditions J.A., 2e éd., coll. « Les Atlas de l'Afrique », Paris.
- Arnaud-Fassetta, G.**, 2008. La géoarchéologie fluviale : concepts, attendus et méthodes d'étude rétrospectives appliqués à la caractérisation du risque hydrologique en domaine méditerranéen. *Échogéo* 4, 10 p.
- Arnaud-Fassetta, G.**, 2004. The Upper Rhône Delta Sedimentary Record in the Arles-Piton Core: Analysis of Delta-Plain Subenvironments, Avulsion Frequency, Aggradation Rate and Origin of Sediment Yield. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 86 (4), 367-383.
- Arnaud-Fassetta, G.**, 1998. *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille I.
- Astrade, L.**, Bravard, J.P., 1999. Energy gradient and geomorphological processes along a river influenced by neotectonics (the Saône River, France). *Geodinamica Acta* 12 (1), 1-10.
- Ataholo, M.**, 2001. *Pflanzensoziologische Untersuchungen der Segetalvegetation in der Sudanzone Westafrikas*. Thèse de Doctorat, Université de J. W. Goethe de Francfort-sur-le-Main.
- Aubréville, A.**, 1949. *Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale*. Paris, Société d'Éditions Géographiques, Maritimes et Coloniales, 351 p.
- and *T. aestivum* L.) using computer-assisted image and statistical analyses. *Journal of Archaeological Science* 23, 619-632.
- Ballouche, A.**, 2004. *Fire and burning in West African holocene savannah palaeoenvironment. Anthropogenic and natural processes in environmental changes*. In: Leroy, S., Costa, P. (Eds.), First meeting of ICSU Drak Nature & IGCP-490: The role of Holocene environmental catastrophes in human history, pp. 11-14.
- Ballouche, A.**, 2002. Histoire des paysages végétaux et mémoire des sociétés dans les savanes ouest-africaines. In: Regards sur l'Afrique. *Historiens et Géographes* 379, 239-247.
- Ballouche, A.**, Rasse, M., 2007. L'homme, artisan des paysages de savane. In: La riche préhistoire de l'Afrique de l'Ouest. Dossier *Pour la science* 358, 56-61.
- Ballouche A.**, Dolidon H., 2005, Forêts claires et savanes ouest-africaines : dynamiques et évolution de systèmes complexes à l'interface nature-société. Poitiers, *Icotem*, 56-70.
- Ballouche, A.**, Neumann, K., 1995. A new contribution to the Holocene vegetation history of the West African Sahel: pollen from Oursi, Burkina Faso and charcoal from three sites in northeast Nigeria. *Vegetation History and Archaeobotany* 4, 31-39.
- Bamford, M.K.**, Albert, R.M., Cabanes, D., 2006. Plio-Pleistocene macroplant fossil remains and phytoliths from Lowermost Bed II in the eastern palaeolake margin of Olduvai Gorge, Tanzania. *Quaternary international* 148, 95-112.
- Banana, A.Y.**, Tweheyo, M., 2001. The ecological changes of Echuya afro-montane bamboo forest, Uganda. *African journal of Ecology* 39 (4), 366-373.
- Barber, D.C.**, Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., Gagnon, J.-M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, 344-348.
- Barboni, D.**, Bremond, L., 2009. Phytoliths of East African grasses: an assessment of their environmental and taxonomic significance based on floristic data. *Review of Palaeobotany and Palynology* 158, 29-41.
- Barboni, D.**, Ashley, G.M., Dominguez-Rodrigo, M., Bunn, H.T., Mabulla, A.Z.P., Baquedano, E., 2010. Phytoliths infer locally dense and heterogeneous paleovegetation at FLK North and surrounding localities during upper Bed I time, Olduvai Gorge, Tanzania. *Quaternary Research* 74, 344-354.
- Barboni, D.**, Bremond, L., Bonnefille, R., 2007. Comparative study of modern phytolith

B

- Baker, G.**, Jones, L.H.P., Wardrop, I.D., 1959. Cause of wear in sheep's teeth. *Nature* 184, 1583-1584.
- Ball, T.B.**, Gardner, J.S., Brotherson, J.D., 1996. Identifying phytoliths produced by the inflorescence bracts of three species of wheat (*Triticum monococcum* L., *T. dicoccon* Schrank.,

- assemblages from inter-tropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 454-470.
- Barboni, D.**, Bonnefille, R., Alexandre, A., Meunier, J.D., 1999. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152, 87-100.
- Bartoli, F.**, Wilding, L.P., 1980. Dissolution of biogenic opal as a function of its physical and chemical properties. *Soil Science Society of America Journal* 44, 873-878.
- Bartoli, F.**, Souchier, B., 1978. Cycle et rôle du silicium d'origine végétale dans les écosystèmes forestiers tempérés. *Annales des sciences forestières* 35 (3), 187-202.
- Battarbee, R.W.**, 1986. Diatom analysis. *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology* 1, 527-570.
- Bedaux, R. M. A.**, 1980. The geographic distribution of footed bowls in the Upper and Middle Niger Region. West African Culture Dynamics: Archaeological and Historical Perspectives, Mouton, *The Hague*, 247-258.
- Bedaux, R.M.A.**, 1974. Tellem, reconnaissance archéologique d'une culture de l'Ouest Africain au Moyen Age: les appuie-nuque. *Journal de la Société des Africanistes*, 44 (1), 7-42.
- Bedaux, R.M.A.**, 1972. Tellem, reconnaissance archéologique d'une culture de l'Ouest africain au Moyen-Age : recherches architectoniques. *Journal de la Société des Africanistes* 42 (2), 103-185.
- Berger, A.**, Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Sciences Review* 10 (4), 297-317.
- Berger, J.-F.**, Brochier, J.-L., Bravard, J.-P., 2000. La géoarchéologie en France: Définition et champs d'application. *Nouvelles de l'archéologie* 81, 37-47.
- Bertrand, G.**, 1968. Paysage et géographie physique globale. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 93 (3), 249-272.
- Bertrand, C.**, Bertrand, G., 2002. *Une géographie traversière : l'environnement à travers territoires et temporalités*. Editions Arguments, Paris. 311p.
- Bertrand, R.**, 1974. Les systèmes de paysages des plaines inondables du Delta Vif du Moyen Niger (Mali). *Agronomie Tropicale* 29, 155-211.
- Birnbaum, P.**, 2012. *Biodiversité au Sahel : les forêts du Mali*. Quae (Eds.), 174 p.
- Bleicher, N.**, 2013. Summed radiocarbon probability density functions cannot prove solar forcing of Central European lake-level changes. *The Holocene* 23 (5), 755-765.
- Blinnikov, M.**, Busacca, A., Whitlock, C. 2002, Reconstruction of the late Pleistocene grassland of the Columbia basin, Washington, USA, based on phytolith records in loess. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177, 77-101.
- Blumenschine, R.J.**, Stanistreet, I.G., Njau, J.K., Bamford, M.K., Masao, F.T., Albert, R.M., Stollhofen, H., Andrews, P., Prassack, K.A., McHenry, L.J., Fernández-Jalvo, Y., Camilli, E.L., Ebert, J.I., 2012. Environments and hominin activities across the FLK Peninsula during Zinjanthropus times (1.84 Ma), Olduvai Gorge, Tanzania. *Journal of Human Evolution* 63 (2). 364-383.
- Bonny, A.P.**, 1978. The effect of pollen recruitment processes on pollen distribution over the sediment surface of a small lake in Cumbria. *The Journal of Ecology*, 385-416.
- Borba-Roschel, M.**, Alexandre, A., Varajao, A.F.D.C., Meunier, J.D., Varajao, C.A.C., Colin, F. 2006. Phytoliths as indicators of pedogenesis and paleoenvironmental changes in the Brazilian "cerrado". *Journal of Geochemical Exploration* 88 (1), 172-176.
- Bouimetarhan, I.**, Dupont, L.M., Schefufl, E., Mollenhauer, G., Mulitza, S., Zonneveld, K., 2009. Palynological evidence for climatic and oceanic variability off NW Africa during the late Holocene. *Quaternary Research* 72, 188-197.
- Bouju, J.**, 1984. *Graine de l'homme, enfant du mil*. Société d'ethnographie, Collection Sociétés Africaines 6, 253 p.
- Boutrais, J.**, 2008. Pastoralisme et aires protégées d'Afrique de l'Ouest en regard de l'Afrique de l'Est. In: Aubertin, C. Rodary, E. (Eds.), *Aires protégées : espaces durables?* Marseille, IRD, 2008, pp. 215-246.
- Bowdery, D.**, 1989. Phytolith analysis: Introduction and applications. In W. Beck, A. Clarke, & L. Head (Eds.), *Plants in Australian archaeology: Archaeology and material culture studies in anthropology 1*. Brisbane: Watson Ferguson & Company. pp. 161-186.
- Bowdery, D.**, 1999. *Taphonomy, phytoliths and the African Dust Plume* Taphonomy: The Analysis of Processes from Phytoliths to Megafauna. ANH Publications, Research School of Pacific and Asian Studies, The Australian National University, Canberra, pp. 3-8.
- Bowdery, D.**, Hart, D.M., Lentfer, C.J., Wallis, L.A., 2001. A universal phytolith key. In: Meunier, J.D., Colin, F. (Eds.), *Phytoliths: applications in Earth sciences and human history*. A.A. Balkema Publishers, Lisse, pp. 267-278.
- Boyd, W.E.**, Lentfer, C.J., Torrence, R., 1998. Phytolith analysis for a wet tropics environment: methodological issues and implications for the archaeology of Garua Island, West New Britain, Papua New Guinea. *Palynology* 22, 213-228.

- Bozarth, S.**, 1990. Diagnostic opal phytoliths from pods of selected varieties of common beans (*Phaseolus vulgaris*). *American Antiquity* 55 (1), 98-104.
- Bozarth, S.**, 1987. Diagnostic opal phytoliths from rinds of selected *Cucurbita* species. *American Antiquity* 52, 607-615.
- Bozarth, S.**, 1986. Morphologically distinctive *Phaseolus*, *Cucurbita* and *Helianthus annuus* phytoliths. *Occasional papers of the Phytolitharien* 1, 56-66.
- Braudel, F.**, 1949. *La Méditerranée et le monde Méditerranéen*. Librairie A. Colin.
- Bravard, J.-P.**, 2002. Les paléoenvironnements fluviaux et lacustres depuis 15000 ans. Conclusions méthodologiques et perspectives. In : Bravard, J.-P., Magny, M., (Dir), *Les fleuves ont une histoire, paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*. Errance, Paris, pp. 303-312.
- Bravard, J.-P.**, 1998. Le temps et l'espace dans les systèmes fluviaux, deux dimensions spécifiques de l'approche géomorphologique. *Annales De Géographie* 107 (559), 3-15.
- Bravard, J.-P.**, 1983. Les sédiments des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône. *Revue de Géographie Alpine*, t. LXXI (4), 363-379.
- Bravard, J.-P.**, Salvador, P.-G., 2009. Géomorphologie et sédimentologie des plaines alluviales. In: *La géologie, les sciences de la terre*, collection «Archéologiques» (dir. A. Ferdière), Deuxième édition, Errance (Eds.), Paris, pp. 57-92.
- Bravard, J.-P.**, Magny, M., (Dir)., 2002. *Les fleuves ont une histoire, paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*. Errance, Paris, 312p.
- Bravard, J.P.**, Peiry, J.L., 1999. The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplain along the river continuum. In: Marriot, S.B., Alexander, J. (Eds), *Floodplains: Interdisciplinary approach*. Geological Society, London, Special publications 163, pp. 259-268.
- Bravard, J.P.**, Petit, F., 1997. *Les cours d'eau : Dynamique du système fluvial*. Librairie A. Colin, 222p.
- Bravard, J. P.**, Lesueur, P., Marion, L., 2000. La dynamique des flux, la rétention et le renouvellement des sédiments. Fustec E., Lefevre J.-C. et coll.(eds), *Fonctions et valeurs des zones humides*, Dunod, Paris, 107-128.
- Bravard, J.P.**, Amoros, C., Jacquet, C., 1986. Reconstitution de l'environnement des sites archéologiques par une méthode interdisciplinaire associant la géomorphologie, la zoologie et l'écologie. *Revue d'archéométrie* 10. 43-55.
- Bremond, L.**, 2003. *Calibration des fonctions de transfert entre assemblages phytolithiques, structure des végétations et variables bioclimatiques actuelles, pour l'intégration de la dynamique des biomes herbacés dans les modèles de végétation*. Thèse de doctorat, Université de Aix-Marseille III, 197 p.
- Bremond, L.**, Alexandre, A., Wooller, M.J., Hély, C., Williamson, D., Schäfer, P.A., Majule, A., Guiot, J., 2008. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. *Global and Planetary Change* 61, 209-224.
- Bremond, L.**, Alexandre, A., Hély, C., Guiot, J., 2005a. A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forest-savanna transect in southeastern Cameroon. *Global and Planetary Change* 45, 277-293.
- Bremond, L.**, Alexandre, A., Peyron, O., Guiot, J., 2005b. Grass water stress estimated from phytoliths in West Africa. *Journal of Biogeography* 32, 311-327.
- Bremond, L.**, Alexandre, A., Vêla, E., Guiot, J., 2004. Advantages and disadvantages of phytolith analysis for the reconstruction of Mediterranean vegetation: an assessment based on modern phytolith, pollen and botanical data (Luberon, France). *Review of Palaeobotany and Palynology* 129 (4), 213-228.
- Breunig, P.**, Neumann, K., 2002. From hunters and gatherers to food producers: New archaeological and archaeobotanical evidence from the West African Sahel. In: *Droughts, Food and Culture. Ecological change and food security in Africa's later Prehistory*. New York: Kluwer Academic Plenum publishers, Hassan, F. (Eds.), pp. 123-155.
- Breunig, P.**, Neumann, K., Van Neer, W., 1996. New research on the Holocene settlement and environment of the Chad basin in Nigeria. *African archaeology review* 13 (2), 111-145.
- Bridge, J.S.**, Leeder, M.R., 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology* 26 (5), 617-644.
- Brierley, G.J.**, Fryirs, K.A., 2005. *Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework*, Blackwell Publications, Oxford, UK, 398 p.
- Bronk Ramsey, C.**, 2008. Oxcals 4.0 manual. http://c14.arch.ox.ac.uk/oxcalhelp/hlp_content_s.html.
- Brooks, N.**, 2006. Cultural responses to aridity in the Middle Holocene and increased social complexity. *Quaternary International* 151, 29-49.
- Brown, D.A.**, 1984. Prospects and limits of a phytolith key for grasses in the central United States. *Journal of Archaeological Science* 11 (4), 345-368.

- Brown, A.G.**, 1997. *Alluvial geoarchaeology: floodplain archaeology and environmental change*. Cambridge University Press, 404 p.
- Brown, A.**, Toms, P., Carey, C., Rhodes, E., 2013. Geomorphology of the Anthropocene: time-transgressive discontinuities of human-induced alluviation. *Anthropocene*, In press.
- Bruns, D.A.**, Minshall, G.W., Cushing, C.E., Cummins, K.W., Brock, J.T., Vannote, R.C., 1984. Tributaries as modifiers of the river continuum concept: Analysis by polar ordination and regression models. *Archiv für Hydrobiologie* 99, 208-220.
- Brunsdon, D.**, 1980. Applicable models of long term landform evolution. *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl. 36, 16-26.
- Bukry, D.**, 1980. Opal phytoliths from the tropical western Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg. In: Rosendahl, B.R., Hekinian, R. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* vol. 54, U.S Government Printing Office, Washington D.C., pp. 575-589.
- Bullock, P.**, Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., Babel, U., 1985. *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publications, Wolverhampton, 152 p.

C

- Cabanes, D.**, Weiner, S., Shahack-Gross, R., 2011. Stability of phytoliths in the archaeological record: a dissolution study of modern and fossil phytoliths. *Journal of Archaeological Science* 38, 2480-2490.
- Caillault, S.**, 2011. *Le feu, la brousse et la savane. Modélisation spatiale de la dynamique des paysages soudaniens (Burkina Faso)*. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie.
- Caillié, R.**, 1830. *Journal d'un voyage à Tombouctou et à Jenné, dans l'Afrique centrale*. 3 vol. et atlas. Imprimerie Royale, Paris.
- Calame-Griaule, G.**, 1980. *L'arbre et l'imaginaire*. Cah. O.R.S.T.O.M., Série science humaine 17 (3-4), 315-320.
- Callot, Y.**, 2008. Formations éoliennes: Dynamique éolienne et formations éoliennes en domaine aride et semi-aride. In (Dewolf Y., Bourrié G. Eds.) *Les formations superficielles. Genèse, typologies, classification, paysages et environnements, ressources et risques*. Ellipses-Edition Marketing, Paris, 293-317.
- Camberlin, P.**, Beltrando, G., Fontaine, B., Richard, Y., 2002. Pluviométrie et crises climatiques en Afrique Tropicale : changements durables ou fluctuations interannuelles ? *Historiens et Géographes* 379, 263-273.
- Campy, M.**, Macaire, J.-J., 2003. *Géologie de la surface: érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. Dunod. 440p.
- Campy, M.**, Meybeck, M., 1995. *Les sédiments lacustres*. Limnologie Générale. Masson, Paris, 6-59.
- Carnelli, A.L.**, Madella, M., Theurillat, J.P., 2001. Biogenic silica production in selected alpine plant species and plant communities. *Annals of Botany* 87, 425-434.
- Cary, L.**, Alexandre, A., Meunier, J.-D., Boeglin, J.L., Braun, J.J., 2005. Contribution of phytoliths to the suspended load of biogenic silica in the Nyong Basin Rivers (Cameroon). *Biogeochemistry* 74, 101-114.
- Catarino, L.**, Duarte, M.C., Diniz, M.A., 2001. Aquatic and wetland plants in Guinea-Bissao: An overview. *Systematics and Geography of Plants* 71 (2), 197-208.
- Chant, S.R.**, 1993. Commelinaceae. In: Heywood, V.H. (Eds.), *Flowering Plants of the World*. Oxford University Press, New York, pp. 279-280.
- Chapligin, B.**, Leng, M. J., Webb, E., Alexandre, A., Dodd, J. P., Ijiri, A., Shemesh A., Abelman A., Herzscha U., Longstaffe F.J., Meyera H., Moschen R., Okazaki Y., Reesi N.H., Sharp Z.D., Sloane H.J., Sonzogni C., Swann G.E.A., Sylvestre F., Tyler J.J., Yam, R., 2011. Inter-laboratory comparison of oxygen isotope compositions from biogenic silica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(22), 7242-7256.
- Chauvel, A.**, Walker, I., Lucas, Y., 1996. Sedimentation and pedogenesis in a Central Amazonian Black water basin. *Biogeochemistry* 33, 77-95.
- Chiverell, R.C.**, Thordycraft, V.R., Hoffmann, T.O., 2011. Cumulative probability functions and their role in evaluating the chronology of geomorphological events during the Holocene, *Journal of Quaternary Science* 26 (1), 76-85.
- Christol, A.**, 2004. *Etude des formes et des formations holocènes du site d'Ounjougou et de la vallée du Yamé (Pays dogon, Mali)*. Mémoire de maîtrise, Université de Rouen.
- Clarke, J.**, 2003. The occurrence and significance of biogenic opal in the regolith. *Earth-Science Reviews* 60, 175-194.
- Claussen, M.**, Brovkin, V., Ganopolski, A., Kutzbaki, C., Petoukhov., V., 2003. Climate change in northern Africa: the past is not the future. *Climatic Change* 57, 99-118.
- Clifton, C.**, 1989. Effects of vegetation and land use on channel morphology. In: Gresswell, R.E. (Eds.), *Practical Approaches to Riparian Resource*

Management, an Educational Workshop, Billings, Montana, USA, pp. 121-129.

- Cock, J.H.**, Yoshida, S., 1970. An assessment of the effects of silicate application on rice by a simulation method. *Soil Science Plant Nutrition* 16 (5), 212-214.
- Coley, P.D.**, Barone, J.A., 1996. Herbivory and plant defenses in tropical forests. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 305-335.
- Coque, B.**, 1988. *Sédimentologie et géomorphologie. Initiation à la recherche en géomorphologie*, Université de Paris 1, 186p.
- Corbineau, R.**, Reyerson, P. E., Alexandre, A., Santos, G. M. 2013. Towards producing pure phytolith concentrates from plants that are suitable for carbon isotopic analysis. *Review of Palaeobotany and Palynology* 197. 179-185.
- Cordova, C.E.**, 2013. C3 Poaceae and Restionaceae phytoliths as potential proxies for reconstructing winter rainfall in South Africa. *Quaternary International* 287, 121-140.
- Cordova, C.E.**, Scott L., 2010. The potential of Poaceae, Cyperaceae, and Restionaceae phytoliths to reflect past environmental conditions in South Africa. In: Runge, J. (Eds.), *African Palaeoenvironmental and Geomorphic Landscape Evolution, Palaeoecology of Africa*, vol. 30, CRC Press Taylor and Francis Group, Boca Raton, Florida, pp. 107-133.
- Cosandey, C.**, 1995. La forêt réduit-elle l'écoulement annuel? *Annales de géographie* 104 (581), 7-25.
- Cosandey, C.**, Robinson, M., 2000. *Hydrologie continentale*. Paris : Armand Colin, 360 p.
- Coudé-Gaussen, G.**, 1991. *Les poussières sahariennes*. John Libbey Eurotext, 14 p.
- Courel, M. F.**, 1985. *Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites*. Thèse de doctorat d'Etat. Université Paris 1, publié par le Centre scientifique IBM-France, 407p.
- Courty, M.A.**, Fedoroff, N., 2002. Micro-morphologie des sols et sédiments archéologiques. In: Miskovsky J.-C. (Ed.): *Géologie de la Préhistoire*. GEOPRE, Presses Universitaires de Perpignan, pp. 511-534.
- Crespin, J.**, Alexandre, A., Sylvestre, F., Sonzogni, C., Paillès, C. Garreta, V., 2008. IR-laser-extraction technique adapted to oxygen isotopes analysis of small biogenic silica samples. *Analytical Chemistry* 80, 2372-2378.

D

- D'Andrea, A.C.**, Casey, J., 2002. Pearl millet and Kintampo subsistence. *African Archaeological Review* 19, 147-173.
- D'Andrea, A.C.**, Logan, A.L., Watson, D.J., 2006. Oil Palm and prehistoric subsistence in Tropical Africa. *Journal of African Archaeology* 4 (2), 195-222.
- D'Andrea, A.C.**, Klee, M., Casey, J., 2001. Archaeobotanical evidence for pearl millet (*Pennisetum glaucum*) in sub-Saharan West Africa. *Antiquity* 75, 341-48.
- Daguet, J.**, 1949. La pêche dans le Delta intérieur du Niger. *Journal de la société des africanistes* 19, 1-79.
- Daveau, S.**, 1959. *Recherches morphologiques sur la région de Bandiagara*. Mémoires de l'Institut français d'Afrique noire 56, IFAN, Dakar. 118p.
- Daveau, S.**, 1957. Les formes d'altération du grès. *Revue de géomorphologie dynamique* 8, 111 p.
- deMenocal, P.**, Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19, 347-361.
- Dearing, J.A.**, Braimoh, A.K., Reenberg, A., Turner, B.L., van der Leeuw, S., 2010. Complex land systems: the need for long time perspectives to assess their future. *Ecology and Society* 15 (4), 21 p.
- Delhon, C.**, 2005. *Anthropisation et paléoclimats du Tardiglaciaire à l'Holocène en moyenne vallée du Rhône: études pluridisciplinaires des spectres phytolithiques et pédo-anthracologiques de séquences naturelles et de sites archéologiques*. Thèse de doctorat, Université Paris-I Panthéon-Sorbonne.
- Delhon, C.**, Alexandre, A., Berger, J.-F., Thiébault, S., Brochier, J.L., Meunier, J.D., 2003. Phytolith assemblages as a promising tool for reconstructing Mediterranean Holocene vegetation. *Quaternary Research* 59, 48-60.
- Demangeot, J.**, 2000. *Les milieux « naturels » du globe*, Armand Colin, Paris. 364p.
- Demangeot, J.**, 1999. *Tropicalité: géographie physique intertropicale*. Armand Colin, Paris. 340p.
- Desplagnes, L.**, 1907. *Le Plateau central nigérien: une mission archéologique et ethnographique au Soudan français*. E. Larese, Paris, 504 p.
- Devillers, B.**, 2005. *Morphogenèse et anthropisation holocènes d'un bassin versant semi-aride: le Galiais, Chypre*. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille I.
- Devineau, J.L.**, Fournier, A., 2007. Integrating environmental and sociological approaches to

- assess the ecology and diversity of herbaceous species in a Sudan-type savanna (Bondoukuy, western Burkina Faso). *Flora* 202, 350-370.
- Diawara, M.**, 1997. "Dieu d'eau", eau du barrage. Les populations du Plateau Dogon face aux contraintes: pluviométrie, terre et démographie. *Africa: Journal of the International African Institute* 67 (4), 602-624.
- Diester-Haass, L.**, Schrader, H.J., Thiede, J., 1973. Sedimentological and paleoclimatological investigations of two pelagic ooze cores off Cape Barbas, North-West Africa. "Meteor" *Forschungs-Ergebnisse* C16, 19-66.
- Dieterlen, G.**, 1956. Parenté et Mariage Chez les Dogon (Soudan Français). *Africa: Journal of the International African Institute* 26 (2), 107-148.
- Dolidon, H.**, 2005. *L'espace des feux en Afrique de l'Ouest. L'analyse spatio-temporelle d'un phénomène d'interface Nature/Société*. Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie.
- Downing, A.**, 2005. *L'Occupation Protohistorique du Site du Promontoire, Ounjougou (Mali)*. Travail de diplôme non publié. Université de Genève.
- Dubresson, A.**, Marchal, J. Y., Raison, J. P., 1994. *Les Afriques au Sud du Sahara*. Belin, Reclus, Paris-Montpellier. Collection "géographie Universelle" Brunet, R., (dir). 480p.
- Dufour, S.**, 2005. *Contrôles naturels et anthropiques de la structure et de la dynamique des forêts riveraines des cours d'eau du bassin rhodanien (Ain, Arve, Drôme et Rhône)*. Thèse de Doctorat, Université Lyon 3, 244 p.
- Mali. In: Fuller, D.Q., Murray, M.A. (Eds.), *African Flora, Past Cultures and Archaeobotany*. Walnut Creek: Left Coast Press.
- Eichhorn, B.**, Neumann, K., Garnier, A., 2010. Seed phytoliths in West African Commelinaceae and their potential for palaeoecological studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 298, 300-310.
- Eichhorn, B.**, Hahn, H.P., Müller-Haude, P., 1996. Espace naturel, techniques agraires et végétation ségétale en pays Kassena. *Berichte des Sonderforschungsbereichs* 268 (7), 71-81.
- Elbaum, R.**, Weiner, S., Albert, R.M., Elbaum, M., 2003. Detection of Burning of Plant Materials in the Archaeological Record by Changes in the Refractive Indices of Siliceous Phytoliths. *Journal of Archaeological Science* 30, 217-226.
- Elliott, T.**, 1986. Deltas. In: Reading, H. G. (Eds.), *Sedimentary Environments and Facies*. Second Edition, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 95-154.
- Elouard, P.**, 1973. Oscillations climatiques de l'Holocène à nos jours en Mauritanie atlantique et dans la vallée du Sénégal. In: Pitte, J.R., Toupet, C., (Eds.), *La désertification au sud du Sahara*, colloque de Nouakchott, 1719 décembre 1973. Nouvelles Editions Africaines, Abidjan, pp. 27-35.
- Epstein, E.**, 1999. Silicon. *Annual review of plant physiology and plant molecular biology* 50, 641-664.
- Epstein, E.**, 1994. The anomaly of silicon in plant biology. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 91, 11-17.
- Esau, K.**, 1965. *Plant anatomy*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 767 p.

E

- Ehrenberg, C.G.**, 1854. *Mikrogeologie*. Voss, Leipzig, 374 p.
- Ehrenberg, C.G.**, 1841. Über Verbreitung und Einfluss des mikroskopischen Lebens in Süd-und Nord-Amerika. *Monatsberichte der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, pp. 139-144.
- Eichhorn, B.**, 2012. Woody resource exploitation for iron metallurgy of the Fiko tradition: Implications for the environmental history of the Dogon Country, Mali. In: Robion-Brunner, C., Martinelli, B. (Hrsg.), *Métallurgie du Fer et Sociétés Africaines*. Bilans et nouveaux paradigmes dans la recherche anthropologique et archéologique. Cambridge Monographs in African Archaeology 81. BAR S 2395, Archaeopress, Hadrian Books, Oxford, pp.139-148.
- Eichhorn, B.**, Neumann, K., sous presse. Holocene vegetation change and land use at Ounjougou,

F

- Fahmy, A.G.**, 2008. Diversity of lobate phytoliths in grass leaves from the Sahel region, West Tropical Africa: Tribe Paniceae. *Plant Systematics and Evolution* 270, 1-23.
- Fahmy, A.G.**, Magnavita, C., 2006. Phytoliths in a silo: microbotanical evidence from Zilum (Lake Chad Basin), NE Nigeria (c. 500 cal BC). *Journal of Biological Sciences* 6, 824-832.
- Ferguson, R.I.**, Ashworth, P.J., 1991. Slope-induced changes in channel character along a gravel-bed stream: the allt dubhaig, scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, 65-82.
- Fernández Honaine, M.**, Osterrieth, M.L., Zucol, A.F., 2009. Plant communities and soil phytolith assemblages relationship in native grasslands from southeastern Buenos Aires province, Argentina. *Catena* 76, 89-96.

Fernández Honaine, M., Zucol, A.F., Osterrieth, M.L., 2006. Phytolith assemblages and systematic associations in grassland species of the South-Eastern Pampean Plains, Argentina. *Annals of Botany* 98(6), 1155-1165.

Finné, M., Norström, E., Risberg, J., Scott, L., 2010. Siliceous microfossils as late-Quaternary paleo-environmental indicators at Braamhoek wetland, South Africa. *The Holocene* 20 (5), 747-760.

Fisher, R.F., Bourn, C.N., Fisher, W.F., 1995. Opal phytoliths as an indicator of the floristics of prehistoric grasslands. *Geoderma* 68, 243-255.

Fishkis, O., Ingwersen, J., Lamers, M., Denysenko, D., Streck, T., 2010. Phytolith transport in soil: a field study using fluorescent labelling. *Geoderma* 157, 27-36.

Folger, D.W., Burckle, L.H., Heezen, B.C., 1967. Opal phytoliths in a North Atlantic dust fall. *Science* 155, 1243-1244.

Fournier, A., Floret C., Gnahoua, G. M., 2001. *Végétation des jachères et successions post culturale en Afrique tropicale*. In: Floret, C., Pontanier, R. (Eds.), IRD, pp. 123-168.

Franklin, D.C., Bowman, D.J., 2003. Bamboo, fire and flood: regeneration of *Bambusa arnhemica* (Bambuseae: Poaceae) after mass-flowering and die-off at contrasting sites in monsoonal northern Australia. *Australian Journal of Botany* 51 (5), 529-542.

Fredlund, G.G., Tieszen, L.T., 1994. Modern phytolith assemblages from the North American great plains. *Journal of Biogeography* 21, 321-335.

Frissell, C., Liss, W., Warren, C., Hurley, M., 1986. A hierarchical framework for stream habitat classification: viewing streams in a watershed context. *Environmental Management* 10 (2), 199-214.

Frobenius, L., 1911. *Auf dem Wege nach Atlantis*. Bericht über den Verlauf der zweiten Reise-Periode der S.I.A.F.E. in den Jahren 1908 bis 1910. von Leo Frobenius, Chef der Deutschen Inner-Afrikanischen Forschungs-Expedition, Berlin: Vita.

Fuller, D. Q., Macdonald, K., Vernet, R., 2007. Early domesticated pearl millet in Dhar Nema (Mauritania): evidence of crop-processing waste as ceramic temper. In: Cappers, R. T. J. (Eds.), *Fields of Change*. Progress in African Archaeobotany, Groningen Archaeological Studies 5. Groningen: Barkhuis Publishing, pp. 71-76.

G

Gallais, J., 1984. *Hommes du Sahel*. Editions Flammarion, Collection Géographes, Paris, 290 p.

Gallais, J., 1975. *Pasteurs et paysans du Gourma: la condition sahélienne*. Mémoire du Centre d'études de géographie tropicale, CEGET, Bordeaux. Editions du CNRS, Paris.

Gallais, J., 1967a. *Le delta intérieur du Niger et ses bordures*. Etude morphologique. Mémoire et documents : Centre de recherches et documentation cartographique, Paris, CNRS. Volume 3. 153 p.

Gallais, J., 1967b. *Le delta intérieur du Niger: étude de géographie régionale*. Dakar, Institut fondamental d'Afrique noire, 621 p.

Gallego, L., Distel, R.A., 2004. Phytolith assemblages in grasses native to Central Argentina. *Annals of Botany* 94, 865-874.

Gallin, A., 2002. Proposition d'une étude stylistique de la céramique imprimée de Kobadi. *Préhistoire anthropologie méditerranéennes* 10/11, 117-133.

Garcin, Y., Vincens, A., Williamson, D., Buchet, G., Guiot, J., 2007. Abrupt resumption of the African Monsoon at the Younger Dryas-Holocene climatic transition. *Quaternary Science Reviews* 26 (5), 690-704.

Garnier, A., 2007. *Evolution hydro-sédimentaire de la vallée du Yamé au cours de l'Holocène (Pays dogon, Mali)*. Mémoire de Master 1, Université de Caen Basse-Normandie, 125 p.

Garnier, A., Neumann, K., Eichhorn, B., Lespez, L., 2013. Phytolith taphonomy in the middle-to late-Holocene fluvial sediments of Ounjougou (Mali, West Africa). *The Holocene* 23, 416-431.

Gasse, F., 2006. Climate and hydrological changes in tropical Africa during the past million years. *Comptes rendus PLEVOL* 5(1), 35-43.

Gasse, F., 2005. Continental palaeohydrology and palaeoclimate during the Holocene. *Compte Rendu Geoscience* 337, 79-86.

Gasse, F., 2002. Diatom-inferred salinity and carbonate oxygen isotopes in Holocene waterbodies of the western Sahara and Sahel (Africa). *Quaternary Science Reviews* 21 (7), 737-767.

Gasse, F., 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary science reviews* 19, 189-211.

Gasse, F., Van Campo, E., 1994. Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth and Planetary Science Letters* 126 (4), 435-456.

Gasse, F., Téhét, R., Durand, A., Gibert, E., Fontes, J. C., 1990. The arid humid transition in

- the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature* 346, 141-146.
- Gasse, F.**, Talling, J-F., Kilham, P., 1983. Diatom assemblages in East-Africa: classification, distribution and ecology. *Hydrobiology Tropical* 116, 3-34.
- Giffard, J.-L.**, 1967. Le palmier Ronier *Borassus aethiopum* Mart. *Revue Bois et Forêts des tropiques* 116: 3-13.
- Gifford-Gonzalez, D.**, 2000. Animal Disease Challenges to the Emergence of Pastoralism in Sub-Saharan Africa. *African Archaeological Review* 17 (3), 95-139.
- Granier, P.**, 2000. *Biogéographie*, in Arnaud, J.C (ed) Atlas du Mali. Editions Jaguar, Paris, 22-24.
- Grant, G.**, Swanson, F., Wolman, M., 1990. Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, western Cascades, Oregon. *Geological Society of America Bulletin* 102, 340-352.
- Grass Phylogeny Working Group (GPWG).**, 2001. Phylogeny and subfamilial classification of the grasses (Poaceae). *Ann. Missouri Bot. Gard.* 88, 373-457.
- Guendouz, A.**, Moulla, A., Edmunds, W.M., Shand, P., Poole, J., Zouari, K., Mamou, A., 1998. Paleoclimatic information contained in groundwaters of the Grand Erg Oriental, North Africa. In: Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere. In: *Proceedings of the Vienna Symposium 1997*, Vol. SM-349/43, IAEA, pp. 555-571.
- Guilloré, P.**, 1983. *Méthode de fabrication mécanique et en série de lames minces*. Institut National Agronomique Paris Grignon, Département des sols, Grignon, 22 pp.
- Guindo, N.**, 2006. La Plaine du Séno : plus de deux millénaires d'histoire du peuplement. *Etudes Maliennes* 65, 173-181.
- Gumnior, M.**, 2008. Some new insights on fluvial dynamics and Holocene landscape evolution in the Nigerian Chad Basin. *Zeitschrift für Geomorphologie* 52, 17-30.
- Gumnior, M.**, Thiemeyer, H., 2003. Holocene fluvial dynamics in the NE Nigerian Savanna: some preliminary interpretations. *Quaternary International* 111, 51-58.
- Gumnior, M.**, Preusser, F., 2007. Late Quaternary river development in the southwest Chad Basin: OSL dating of sediment from the Komadugu palaeofloodplain (northeast Nigeria). *Journal of Quaternary Science* 22, 709-719.
- Gurnell, A.**, Petts, G., Harris, N., Ward, J., Tockner, K., Edwards, P., Kollmann, J., 2000. Large wood retention in river channels: the case of the Fiume Tagliamento, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 25 (3), 255-275.
- Grimm, E.**, 2004. Tilia software 2.0. 2, Illinois State Museum. Research and Collection Center. Springfield.
- Grob, A.**, 1896. Beitrage zur Anatomie der Epidermis der Gramineenblätter. *Bibliotheca Botanica* 36, 1-107.

H

- Haberlandt, G.**, 1914. *Physiological plant anatomy*. Macmillan and Co. (Eds.), London, 777 p.
- Harrison, F.W.**, 1988. Methods in Quaternary Ecology 4. Freshwater sponges. *Geosciences Canada* 15 (3), 193-198.
- Hart, D.M.**, Humphreys, G.S., 2003. Phytolith depth functions in surface regolith materials. In: *Advances in regolith*: Proc. CRC LEME Regional Regolith Symp., Adelaide, Canberra, and Perth, pp. 13-28.
- Hart, D.M.**, Humphreys, G.S., 1997. The mobility of phytoliths in soils: Pedological considerations. In: Pinilla, A., Juan-Tresserras, J., Machado, M.J., (Eds.), *The State-of-the-art of Phytoliths in Soils and Plants*, 93-100.
- Hassan, F.**, 2002. *Ecological change and food security in Africa's later Prehistory*. New York : Kluwer Academic, Plenum publishers, 11-26.
- Hassan, F.A.**, 1997. Holocene Palaeoclimates of Africa. *The African Archaeological Review* 14 (4), 213-230.
- Hayward, D.M.**, Parry, D.W., 1975. Scanning electron microscopy of silica deposition in the leaves of barley (*Hordeum sativum* L.). *Annals of Botany* 39, 1003-1009.
- Hiernaux, P.**, Ayantude, A.A., 2004. *The Fakara: a semi-arid agro-ecosystem under stress*. Rapport sur la 1ère phase du programme DMP-GEF, Niamey : ILRI-ICRISAT, 95 p.
- Hodell, D.A.**, Quinn, R.L., Brenner, M., Kamenov, G., 2004. Spatial variation of strontium isotopes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) in the Maya region: a tool for tracking ancient human migration. *Journal of Archaeological Science* 31, 585-601.
- Hodson, M.J.**, Williams, S.E., Sangster, A.G., 1997. Silica deposition in the needles of the gymnosperms. 1. Chemical analysis and light microscopy. In: Pinilla, A., Juan-Tresserras, J., Machado, M.J. (Eds.), *Estado actual de los estudios de fitolitos en suelos y plantas*. Monografías del Centro de Ciencias Medioambientales 4.
- Hoek, W.Z.**, Bos, J.A.A., 2007. Early Holocene climate oscillations: causes and consequences. *Quaternary Science Reviews* 26 (15), 1901-1906.

- Hoelzmann, P.**, Gasse, F., Dupont, L.M., Salzmann, U., Staubwasser, M., Leuschner, D.C., Sirocko, F., 2004. Palaeoenvironmental changes in the arid and sub arid belt (Sahara-Sahel-Arabian Peninsula) from 150 kyr to present. In: Battarbee, R.W., Gasse, F., Stickley, C.E. (Eds.), *Past climate variability through Europe and Africa*. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publisher, 219-256.
- Hoffmann, T.**, Erkens, G., Gerlach, R., Klostermann, J., Lang, A. 2009. Trends and controls of Holocene floodplain sedimentation in the Rhine catchment. *Catena* 77 (2), 96-106.
- Höhn, A.**, Neumann, K., 2012. Shifting cultivation and the development of a cultural landscape during the Iron Age (0-1500 AD) in the northern Sahel of Burkina-Faso, West Africa: Insights from archaeological charcoal. *Quaternary International* 249, 72-83.
- Huizinga, J.**, 1968. *New physical anthropological evidence bearing on the relationships between Dogon, Kurumba and the extinct West African Tellem populations*. Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen C, 71, 16-30.
- Huizinga, J.**, Bedaux, R. M. A., Van Der Waals, J. D., 1979. Anthropological research in Mali. National Geographic Society Research Reports, 11. *National Geographic Society*, Washington, pp. 281-307.
- Humphreys, G.S.**, Hart, D.M., Simons, N., Field, R., 2003. Phytoliths as indicators of process in soils. Phytoliths and starch research in the Australian-Pacific-Asian regions: The state of the art. *terra australis* 19, 93-104.
- Huysecom, E.**, 2007. Un Néolithique ancien en Afrique de l'Ouest? In : La riche préhistoire de l'Afrique de l'Ouest : dossier. Pour la science, 358, pp. 44-49.
- Huysecom, E.**, 2006. Vers un «Néolithique africain» : concept et apparition. *Etudes maliennes*, 65, pp. 43-67.
- Huysecom, E.**, 2005. Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest : huit campagnes de terrain en Pays dogon, Mali. Newsletter : Société suisse d'études African, 1, 7-8.
- Huysecom, E.**, 2002. Palaeoenvironment and human population in West Africa: an international research project in Mali. *Antiquity* 76, 335-336.
- Huysecom, E.**, 1996. Découverte récente d'un site stratifié holocène à Ounjougou, Mali: résultats des deux missions préliminaires, Nyame Akuma, *Bulletin of the Society of Africanist Archaeologists* 46, 59-71.
- Huysecom, E.**, Ozainne, S., Mayor, A., Jeanbourquin, C., Robion-Brunner, C., Ballouche, A., Chaix, L., Cissé, L., Eichhorn, B., Garnier, A., Guindo, N., Kahlheber, S., Le Drézen, Y., Lespez, L., Loukou, S., Sanogo, K., Serneels, V., Soriano, S., Souignac, R. Taïbi, N., 2011. Le tell de Sadia en Pays dogon : la treizième année de recherches du programme « Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest ». In : *Jahresbericht SLSA* 2010. Zürich et Vaduz: Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger, 101-221.
- Huysecom, E.**, Mayor, A., Ozainne, S., Robion-Brunner, C., Ballouche, A., Cissé, L., Eichhorn, B., Garnier, A., Le Drezen, Y., Lespez, L., Loukou, S., Rasse, M., Sanogo, K., Serneels, V., Soriano, S., Souignac, R., Taïbi, N. Tribolo, C. 2010. Le Pays dogon et son passé : apports de la douzième année de recherches du programme « Peuplement humain et évolution paléoclimatique en Afrique de l'Ouest ». In : *Jahresbericht SLSA* 2009. Zürich et Vaduz: Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger, 79-176.
- Huysecom, E.**, Ozainne, S., Robion-Brunner, C., Mayor, A., Ballouche, A., Chaix, L., Cissé, L., Eichhorn, B., Guindo, N., Le Drézen, Y., Lespez, L., Mezger, H., Neumann, K., Perret, S., Poudiougou, M., Rasse, M., Sanogo, K., Schneider, K., Serneels, V., Soriano S., Souignac, R., Traoré, B.D., Tribolo, C., 2009a. Nouvelles données sur le peuplement du Pays dogon: la onzième année de recherches du programme « Peuplement humain et évolution paléoclimatique en Afrique de l'Ouest». In: *Jahresbericht SLSA* 2008. Zürich et Vaduz: Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger, pp. 71-183.
- Huysecom, E.**, Rasse, M., Lespez, L., Neumann, K., Fahmy, A., Ballouche, A., Ozainne, S., Maggetti, M., Tribolo, C., Soriano, S., 2009b. The emergence of pottery in Africa during the 10th millennium cal BC: new evidence from Ounjougou (Mali). *Antiquity* 83 (322), pp. 905-917.
- Huysecom, E.**, Robion-Brunner, C., Mayor, A., Ozainne, S., Ballouche, A., Cissé, L., Coulibaly, N., Eichhorn, B., Guindo, N., Kéita, D., Le Drézen, Y., Lespez, L., Mezger, H., Neumann, K., Rasse, M., Sanogo, K., Schneider, K., Sellegger, C., Serneels, V., Soriano, S., Terrier, A., Tribolo, C., 2008. La dixième année de recherche du programme « Peuplement humain et évolution paléoclimatique en Afrique de l'Ouest ». In: *Jahresbericht SLSA* 2007, Zürich et Vaduz: Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger, pp. 43-140.
- Huysecom, E.**, Ozainne, S., Robion-Brunner, C., Mayor, A., Ballouche, A., Coulibaly, N., Guindo,

- N., Kéita, D., Le Drézen, Y., Lespez, L., Neumann, K., Eichhorn, B., Rasse, M., Schaer, K., Sellegger, C., Serneels, V., Soriano, S., Terrier, A., Tribolo, C., 2007. Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest : résultats de la neuvième année de recherches In: *Jahresbericht SLSA* 2006, Zürich et Vaduz: Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger, pp. 41-122.
- Huysecom, E.**, Ozainne, S., Robion-Brunner, C., Mayor, A., Ballouche, A., Coulibaly, N., Guindo, N., Kéita, D., Le Drézen, Y., Lespez, L., Neumann, K., Eichhorn, B., Rasse, M., Schaer, K., Sellegger, C., Serneels, V., Soriano, S., Terrier, A., Traoré, B. D., Tribolo, C., 2006. Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest : apports de la huitième année de recherches interdisciplinaires. In: *Jahresbericht SLSA* 2005, Zürich, Vaduz : Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger, pp. 79-160.
- Huysecom, E.**, Ballouche, A., Gallay, A., Guindo, N., Kéita, D., Kouti, S., Le Drezen, Y., Mayor, A., Neumann, K., Ozainne, S., Perret, S., Rasse, M., Robion-Brunner, C., Schaer, K., Serneels, V., Soriano, S., Stokes, S., Tribolo, C., 2005. La septième campagne de terrain à Ounjougou (Mali) et ses apports au programme interdisciplinaire Paléoenvironnement et peuplement humain en Afrique de l'Ouest. In : *Jahresbericht SLSA* 2004. Zürich et Vaduz: Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger, 57-142.
- Huysecom, E.**, Mayor, A., Ozainne, S., Rasse, M., Schaer, K., Soriano, S., 2004a. Ounjougou: plus de 100000 ans d'histoire en pays dogon (Mali). *Archäologie der Schweiz* 27 (3), pp. 2-13.
- Huysecom, E.**, Ozainne, S., Raeli, F., Ballouche, A., Rasse, M., Stokes, S., 2004b. Ounjougou (Mali): A history of Holocene settlement at the southern edge of the Sahara. *Antiquity* 78 (301), 579-593.
- Huysecom, E.**, Boëda, E., Deforce, K., Doutrelepon, H., Downing, A., Fedoroff, N., Gallay, A., Konaté, D., Mayor, A., Ozainne, S., Raeli, F., Robert, A., Soriano, S., Sow, O., Stokes, S., 2001. Ounjougou (Mali) résultats préliminaires de la quatrième campagne de recherches. *SLSA Jahresbericht* 2000, pp. 105-150.
- Huysecom, E.**, Boëda, E., Deforce, K., Doutrelepon, H., Downing, A., Fedoroff, N., Konaté, D., Mayor, A., Ozainne, S., Raeli, F., Robert, A., Roche, E., Sow, O., Soriano, S., Stokes, S., 2000. Ounjougou (Mali) : troisième campagne de recherches dans le cadre du programme international Paléoenvironnement et peuplement humain en Afrique de l'Ouest. In : *Jahresbericht SLSA* 1999. Zürich, Vaduz : FSLA, Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger, pp. 97-149.
- Huysecom, E.**, Beeckman, H., Boëda, E., Doutrelepon, H., Fedoroff, N., Mayor, A., Raeli, F., Robert, A., Soriano, S., 1999. Paléoenvironnement et peuplement humain en Afrique de l'Ouest. Rapport de la seconde mission de recherche (1998-99) sur le gisement d'Ounjougou (Mali). *SLSA Jahresbericht* 1998, pp. 153-204.
- Holl, A.**, 1998. Livestock husbandry, pastoralisms, and territoriality: the west african record. *Journal of anthropological archaeology* 17, 143-165.

I

- Ichim, I.**, Radoane, M., 1990. Channel sediment variability along a river: a case study of the Siret River (Romania). *Earth Surface Processes and Landforms* 15, 211-225.
- Iriarte, J.**, Paz, E. A., 2009. Phytolith analysis of selected native plants and modern soils from southeastern Uruguay and its implications for paleoenvironmental and archeological reconstruction. *Quaternary International* 193 (1), 99-123.
- Ishida, S.**, Parker, A.G., Kennet, D., Hodson, M.J., 2003. Phytolith analysis from the archaeological site of Kush, Ras al-Khaimah, United Arab Emirates. *Quaternary Research* 59, 310-321.

J

- Jackson, S.T.**, Lyford, M.E., 1999. Pollen dispersal models in Quaternary plant ecology: assumptions, parameters, and prescriptions. *The botanical review* 65, 39-75.
- Jacobson, G.L.**, Bradshaw, R.H.W., 1981. The selection of sites for paleovegetational studies. *Quaternary Research* 16, 80-96.
- Jeffries, R.**, Darby, S.E., Sear, D.A., 2003. The influence of vegetation and organic debris on floodplain sediment dynamics: case study of a low-order stream in the New-Forest, England. *Geomorphology* 51 (1-3), 61-80.
- Jones, L.H.P.**, Handreck, K.A., 1967. Silica In Soils, Plants, and Animals. In: *Advances in Agronomy*. Academic Press, pp. 107-149.

- Jones, L.H.P.**, Milne, A.A., 1963. Studies of silica in the oat plant. *Plant and Soil* 18(2), 207-220.
- Jousse, H.**, 2004. A new contribution to the history of pastoralism in West Africa. *Journal of African archaeology* 2 (2), 187-201.
- Jousse, H.**, 2003. *Impact des variations environnementales sur la structure des communautés mammaliennes et l'anthropisation des milieux : exemple des faunes holocènes du Sahara occidental*. Thèse de doctorat, Université Claude Bernard Lyon 1.
- Jousse, H.**, Obermaier, H., Raimbault, M., Peters, J., 2008. Late Holocene economic specialisation through aquatic resource exploitation at Kobadi in the Méma, Mali. *International Journal of Osteoarchaeology* 18, 549-572.
- Julien, C.**, 2000. *Histoire de l'humanité : De la préhistoire aux débuts de la civilisation*. UNESCO (Eds.), Paris 1540 p.

K

- Kahlheber, S.**, 2004. *Perlhirse und Baoabab: Archäobotanische Untersuchungen im Norden Burkina Fasso*. Thèse de Doctorat, Université de J. W. Goethe de Francfort-sur-le-Main.
- Kahlheber, G.**, Neumann, K., 2007. The development of plant cultivation in semi-arid West Africa. In: Denham T, Iriarte J, Vrydaghs L (Eds.), *Rethinking agriculture: Archaeological and ethnoarchaeological perspectives*, Walnut Creek: Left Coast Press, pp. 320-346.
- Kahlheber, S.**, Albert, K.D., Höhn, A., 2001. A contribution to the palaeoenvironment of the archaeological site Oursi in North Burkina Faso' in Kahlheber., S and Neumann (Eds.), *Man and Environment in the West African Sahel* Interdisciplinary Approach, *Berichte des Sonderforschungsbereiches* 268 (Bd 17), Frankfurt, pp. 145-161.
- Kaufman, D.S.**, Schneider, D.P., McKay, N.P., Ammann, C.M., Bradley, R.S., Briffa, K.R., Miller, G.H., Otto-Bliesner, B.L., Overpeck, J.T., Vinther, B.M., Arctic Lakes 2k Project Members., 2009. Recent warming reverses long-term Arctic cooling. *Science* 325, 1236-1239.
- Kealhofer, L.**, 2003. Looking into the gap: land use and the tropical forests of southern Thailand. *Asian Perspectives*, 42(1), 72-95.
- Kealhofer, L.**, 1996. The human environment during the terminal Pleistocene and Holocene in northeastern Thailand: phytolith evidence from Lake Kumphawapi. *Asian Perspectives* 35. 229-254.
- Kealhofer, L.**, Penny, D., 1998. A combined pollen and phytolith record for fourteen thousand years of vegetation change in northeastern Thailand. *Review of Palaeobotany and Palynology* 103, 83-93.
- Keeley, J.E.**, Bond, W.J., 1999. Mast flowering and semelparity in bamboos: the bamboo fire cycle hypothesis. *The American Naturalist* 154 (3), 383-391.
- Keita D.**, Coulibaly N. 2006. La protohistoire du Plateau dogon : nouvelles données dans la région de Kokolo. *Etudes Maliennes* 65, 167-172.
- Kéita, N.D.**, 1984. *Etude géologique des formations sédimentaires de la partie sud-orientale du bassin précambrien supérieur et paléozoïque de Taoudeni au Mali (région du plateau de Bandiagara)*. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille III, 210 p.
- Kellogg, E.A.**, 2001. Evolutionary history of the grasses. *Plant Physiology* 125, 1198-1205.
- Kéré, U.**, 1998. Végétation et utilisation des plantes spontanées dans la région de Tenkodogo (Burkina Faso). *Études sur la flore et la végétation du Burkina Faso et des pays avoisinants* 4, 3-44.
- Kerns, B.K.**, Moore, M.M., Hart, S.C., 2001. Estimating forest-grassland dynamics using soil phytolith assemblages and $\delta^{13}C$ of soil organic matter. *Ecoscience* 8, 478-488.
- Kiehtëga, J.-B.** 2009. *La métallurgie lourde du fer au Burkina Faso. Une technologie à l'époque précoloniale*. Paris, Éditions Karthala, 500 p.
- Klaassen, G.J.**, Van der Zwaard, J.J., 1974. Roughness coefficients of vegetated flood plains. *Journal of Hydraulic Research* 12 (1), 43-63.
- Klee, M.**, Zach, B., Stika, H.P., 2004. Four thousand years of plant exploitation in the Lake Chad basin (Nigeria), part III: plant impressions in potsherds from the Final Stone Age Gajiganna culture. *Vegetation History and Archaeobotany* 13, 131-142.
- Knighton, A.D.**, 1984. *Fluvial forms and processes*. Edward Arnold, London.
- Kondo, R.**, Childs, C., Atkinson, I., 1994. *Opal phytoliths of New Zealand*. Manaaki Whenua Press, Lincoln, New Zealand, 80 p.
- Kouti, S.**, 2005. L'atelier de pointes de flèche du Promontoire néolithique (Ounjougou, Mali). In: Mayor, A., Roth, C., Droz, Y. (Eds.), *Sécurité sociale et développement - Forum suisse des africanistes* 5, Münster: LIT Verlag, pp. 119-125.
- Kouti, S.**, Huysecom, E., 2007. Ounjougou, Mali: new data on bifacial point production in the southern Sahara during the Middle Holocene. *Journal of African Archaeology* 5 (1), 3-15.
- Kröpelin S.**, 2012. La fin du Sahara vert. In: *Des climats et des hommes*, Dir J.-F Berger, Coéditions La Découverte - Universcience (Eds.), Météo-France - Institut national de recherches archéologiques préventives, Éditions La Découverte, Paris, 201-219.

- Kröpelin, S.**, Verschuren, D., Lézine, A.M., Eggermont, H., Cocquyt, C., Francus, P., Cazet, J.P., Fagot, M., Rumes, B., Russell, J.M., Darius, F., Conley, D.J., Schuster, M., von Suchodoletz, H., Engstrom, D.R., 2008. Climate-driven ecosystem succession in the Sahara: The past 6000 years. *Science* 320, 765-768.
- Kuper, R.**, Kröpelin, S., 2006. Climate controlled Holocene occupation in the Sahara: motor of Africa's evolution. *Science* 313, 803-807.
- Küppers, K.**, 1996. *Die Vegetation der Chaîne de Gobnangou*. Thèse de Doctorat, Université de J. W. Goethe de Francfort-sur-le-Main.

L

- L'Hôte, Y.**, Mahé, G., 1996. Afrique de l'ouest et centrale. Carte des précipitations moyennes annuelles (période 1951-1989). ORSTOM, Paris.
- Labouriau, L.G.**, 1983. Phytolith work in Brazil: a minireview. *The Phytolithen Newsletter* 2, 6-10.
- Laris, P.**, 2002. Burning the seasonal mosaic: preventative burning strategies in the wooded savanna of southern Mali. *Human Ecology* 30 (2), 155-186.
- Laris, P.**, Bakkouri, A., 2008. Nouvelles leçons d'une vieille pratique: mosaïque du feu dans la savane du Mali. *Bois et Forêts des Tropiques* 296 (2), 5-16.
- Laris, P.**, Wardell, D.A., 2006. Good, bad or 'necessary evil'? Reinterpreting the colonial burning experiments in the savanna landscapes of West Africa. *The Geographical Journal* 172 (4), 271-290.
- Laroche, J.**, 1977. La silice et les plantes supérieures. *Revue de Cytologie et de Biologie Végétales* 40, 15-45.
- Laveissière, C.**, Touré, S.M., 1982. La répartition des glossines au Sénégal. ORSTOM ; notice explicative n°93, pp 3-18.
- Le Bourgeois, T.**, Merlier, H., 1995. *Adventrop. Les adventices d'Afrique soudano sahélienne*. Edition Quae, 637 p.
- Le Drézen, Y.**, 2008. *Dynamiques des paysages de la vallée du Yamé depuis 4000 ans. Contribution à la compréhension d'un géosystème soudano-sahélien (Ounjougou, Pays Dogon, Mali)*. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 418 p.
- Le Drézen, Y.**, Ballouche, A., 2009. Dynamiques récentes des paysages végétaux en domaine soudano-sahélien. L'exemple de la moyenne vallée du Yamé (Ounjougou, Pays Dogon, Mali). *Bulletin de l'Association des Géographes Français* 2009-1, 46-66.
- Le Drézen, Y.**, Lespez, L., Rasse, M., Garnier, A., Coutard, S., Huysecom, E., Ballouche, A., 2010. Hydrosedimentary records and Holocene environmental dynamics in the Yamé Valley (Mali, Sudano-Sahelian West Africa). *Comptes Rendus Geoscience* 342, 244-252.
- Leblanc, M.J.**, Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S.O., Loireau, M., Cappelaere, B., 2008. Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Global and Planetary Change* 61 (3-4), 135-150.
- Leblanc, M.**, Favreau, G., Maley, J., Nazoumou, Y., Leduc, C., Stagnitti, F., van Oevelen, P.J., Delclaux, F., Lemoalle, J., 2006. Reconstruction of Megalake Chad using shuttle radar topographic mission data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239, 16-27.
- Leopold, L.B.**, Wolman, M.G., 1957. River channel patterns: braided, meandering, and straight. *U.S Geological Survey, Professional Paper* 282B, pp. 39-45.
- Leroux, M.**, 1995. La dynamique de la grande sécheresse sahélienne. *Revue de géographie de Lyon*, 70(3), 223-232.
- Leroux M.**, 1983. *Le climat de l'Afrique tropicale*. Champion (Eds), Paris, 636 p.
- Lespez, L.**, 2012. *Les temps de l'environnement et des paysages des systèmes fluviaux au cours de l'Holocène. Normandie, Grèce, Mali*. Mémoire d'Habilitation à Diriger les Recherches, Volume 1, Université de Caen.
- Lespez, L.**, Le Drézen, Y., Garnier, A., Rasse, M., Eichhorn, B., Ozainne, S., Ballouche, A., Neumann, K., Huysecom, E., 2011. High-resolution fluvial records of Holocene environmental changes in the Sahel: the Yamé River at Ounjougou (Mali, West Africa). *Quaternary Science Reviews* 30, 737-756.
- Lespez, L.**, Rasse, M., Le Drézen, Y., Tribolo, C., Huysecom, E., Ballouche, A., 2008. L'évolution hydromorphologique de la vallée du Yamé (Pays Dogon, Mali): signal climatique et hydrosystème continental en Afrique de l'Ouest entre 50 et 4 ka cal. BP. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 3, 170-185.
- Lesur-Gebremariam, J.**, 2010. Domestication animale en Afrique. In: Paris F., dir. La coopération française en Afrique. 1. Préhistoire et protohistoire. *Les nouvelles de l'archéologie* 120-121, 38-47.
- Leviandier, T.**, Alber, A., Le Ber, F., Piégay, H., 2012. Comparison of statistical algorithms for detecting homogeneous river reaches along a longitudinal continuum. *Geomorphology* 138 (1), 130-144.
- Lézine, A. M.**, 2009. Timing of vegetation changes at the end of the Holocene Humid Period in desert

- areas at the northern edge of the Atlantic and Indian monsoon systems. *Comptes Rendus Geoscience* 341(8), 750-759.
- Lézine, A.M.**, 1993. Chemchane, histoire d'une sebkha. *Science et changements planétaires/Sécheresse* 4 (1), 25-30.
- Lézine, A.M.**, 1989. Late Quaternary vegetation and climate of the Sahel. *Quaternary Research* 32, 317-334.
- Lézine, A.M.**, Casanova, J. 1989. Pollen and hydrological evidence for the interpretation of past climates in tropical West Africa during the Holocene. *Quaternary science review* 8, 45-55.
- Lézine, A.M.**, Cazet J.P., 2005. High resolution pollen record from core KW31, Gulf of Guinea, documents the history of the lowland forests of West Equatorial Africa since 40000 yr ago. *Quaternary Research* 64, 225-237.
- Lézine, A.M.**, Hély, C., Grenier, C., Braconnot, P., Krinner, G., 2011. Sahara and Sahel vulnerability to climate changes, lessons from Holocene hydrological data. *Quaternary Science Reviews* 30, 3001-3012.
- Lézine, A.M.**, Duplessy, J.C., Cazet, J.P., 2005. West African monsoon variability during the last deglaciation and the Holocene: Evidence from fresh water algae, pollen and isotope data from core KW31, Gulf of Guinea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 219, 225-237.
- Linseele, V.**, 2007. *Archaeofaunal remains from the past 4000 years in Sahelian West Africa: domestic livestock, subsistence strategies and environmental changes*. Oxford: Archeopress, 340 p.
- Locker, S.**, Martini, E., 1986. Phytoliths from the southwest Pacific Site 591. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Program 90, *U.S Government Printing Office*, Washington D.C., pp. 1079-1084.
- Lu, H.**, Liu, K. B. 2003. Phytoliths of common grasses in the coastal environments of southeastern USA. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 58 (3), 587-600.
- 1995; Institut of Archaeology, London). London : UCL Press, pp. 127-162.
- MacDonald, K.C.**, 1996. The Windé Koroji Complex : evidence for the peopling of the Eastern Inland Niger Delta (2100-500 BC). *Préhistoire, anthropologie méditerranéennes* 5, 157-165.
- MacDonald, K.C.**, Vernet, R.; Martínón-Torres, M., Fuller, D.Q., 2009. Dhar Néma: from early agriculture to metallurgy in southeastern Mauritania. *Azania: Archaeological Research in Africa* 44 (1), 3-48.
- Macklin, M. G.**, Benito, G., Gregory, K. J., Johnstone, E., Lewin, J., Michczyńska, D. J., Thorndycraft, V. R., 2006. Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena* 66 (1), 145-154.
- Madella, M.**, Lancelotti, C., 2012 Taphonomy and phytoliths: A user manual. *Quaternary International* 275, 76-83.
- Madella, M.**, Jones, M.K., Echlin, P., Powers-Jones, A., Moore, M., 2009. Plant water availability and analytical microscopy of phytoliths: Implications for ancient irrigation in arid zones. *Quaternary International* 193, 32-40.
- Madella, M.**, Alexandre, A., Ball, T., 2005. International code for phytolith nomenclature 1.0. *Annals of Botany* 96 (2), 253-260.
- Magny, M.**, 2013. Orbital, ice-sheet, and possible solar forcing of Holocene lake-level fluctuations in west-central Europe: A comment on Bleicher. *The Holocene* 23 (8), 1202-1212.
- Magny, M.**, 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113(1), 65-79.
- Magny, M.**, 1995. *Une histoire du climat: des derniers mamouths au siècle de l'automobile*. Editions Errance.
- Magny, M.**, Bossuet, G., Ruffaldi, P., Leroux, A., & Mouthon, J., 2011. Orbital imprint on Holocene palaeohydrological variations in west-central Europe as reflected by lake-level changes at Cerin (Jura Mountains, eastern France). *Journal of Quaternary Science* 26 (2), 171-177.
- Magny, M.**, Miramont, C., Sivan, O., 2002. Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 186 (1), 47-59.
- Mahé, G.**, Paturel J.E., 2009. 1896-2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers, *Comptes Rendus Geosciences* 341 (7), 538-546.

M

- Macaire, J.J.**, 1990. L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviaux superficiels. De la géodynamique à la chronostratigraphie, *Quaternaire* 1 (1), 41-49.
- MacDonald, K.C.**, 2000. The origins of African livestock : indigenous or imported? In: Blench R.M., MacDonald K.C., ed. 2000. *The origins and development of African livestock: archaeology, genetics, linguistics and ethnography*. Meeting (22-24 Sept.

- Mahé, G.**, Olivry, J.C., 1995. Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989. *Sécheresse* 61, 109-117.
- Maïga, M.T.F.**, 1997. *Le Mali, de la sécheresse à la rébellion nomade: chronique et analyse d'un double phénomène du contre-développement en Afrique sahélienne*. L'Harmattan. 306 p.
- Mainguet, M.**, 1995. *L'homme et la sécheresse*. Masson. 335 p.
- Makaske, B.**, 1998. Anastomosing river: forms processes and sediments, *Nederlandse geografische Studies* 249, Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap. Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen Universiteit Utrecht, 237 p.
- Makaske, B.**, De Vries, E., Tainter, J.A., McIntosh, R.J., 2007. Aeolian and fluvio-lacustrine landforms and prehistoric human occupation on a tectonically influenced floodplain margin, the Méma, central Mali. *Netherlands Journal of Geosciences* 86, 241-256.
- Maley, J.**, 2004. Le bassin du Tchad au Quaternaire récent : formations sédimentaires, paléo-environnementales et préhistoire. La question des Paléotchads. In: Renault-Miskovsky, J. and Semah A.M (Eds.), *Guide de la Préhistoire mondiale*, 35 p.
- Maley, J.**, 2003. Synthèse sur l'histoire de la végétation et du climat en Afrique centrale au cours du Quaternaire récent. In: Froment, A., Guffroy, J., IRD (Eds.), *Peuplements anciens et actuels des forêts tropicales*. Actes du séminaire atelier Orléans 15-16 octobre 1998, collection colloques et séminaires, Paris, pp. 53-75.
- Maley, J.** 2000. Last Glacial Maximum lacustrine and fluvial Formations in the Tibesti and other Saharan mountains, and large-scale climatic teleconnections linked to the activity of the Subtropical Jet Stream. *Global and Planetary Change*, 26(1), 121-136.
- Maley, J.**, 1983. Histoire de la végétation et du climat de l'Afrique nord-tropicale au Quaternaire récent. *Bothalia* 14 (3-4), 377-389.
- Maley, J.**, 1981. *Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle*. Montpellier : ORSTOM, Thèse de doctorat, Université de Montpellier, 586 p.
- Maley, J.**, 1991. The African rain forest vegetation and palaeoenvironments during late Quaternary. *Climatic change*, 19 (1-2), 79-98.
- Manconi, R.**, Pronzato, R., 2009. Atlas of African freshwater sponges (Vol. 295). *Royal Museum for Central Africa*, 214 p.
- Manning, K.**, 2011. The First Herders of the West African Sahel: Inter-site Comparative Analysis of Zooarchaeological Data from the Lower Tilemsi Valley, Mali. In: Jousse, H, Lesur, J. (Eds.), *People and Animals in Holocene Africa: Recent Advances in Archaeozoology*. Reports in African Archaeology, Frankfurt am Main: Africa Magna Verlag, pp. 75-85.
- Manning, K.**, 2010, A developmental history for early West African agriculture. In: Allsworth-Jones, P. (Eds.), *West African archaeology: new developments, new perspectives*. Archaeopress, Oxford, BAR International Series 2164, pp. 43-52.
- Manning, K.**, Pelling, R., Higham, T., Schwenniger J.L., Fuller, D.Q., 2011. 4500-Year old domesticated pearl millet (*Pennisetum glaucum*) from the Tilemsi Valley, Mali: new insights into an alternative cereal domestication pathway. *Journal of Archaeological Science* 38, 312-322.
- Marchant, R.**, Hooghiemstra, H., 2004. Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: a review. *Earth-science review* 66, 217-260.
- Marie, J.**, Morand, P., N'Djim, H., 2007. *Avenir du fleuve Niger*. IRD Editions, 274 p.
- Marret, F.**, Maley, J., Scourse, J., 2006. Climatic instability in west equatorial Africa during the Mid- and Late Holocene. *Quaternary International* 150, 71-81.
- Marschner, H.**, 1995. *Mineral Nutrition of Higher Plants*, Academic press, San Diego, pp. 418-428.
- Marshall, F.**, Hildebrand, E., 2002. Cattle before crops: the beginning of food production in Africa. *Journal of world prehistory* 16 (2), 99-143.
- Mayewski, P.A.**, Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlen, W., Maash, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Van Kreveland, S., Holmgren, K., Thorp, J.L., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.
- Mayor, A.** 2011. Traditions céramiques dans la boucle du Niger: ethnoarchéologie et histoire du peuplement au temps des empires précoloniaux. *Journal of African archaeology monograph series* (7). Peuplement humain et Paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest 2, Africa Magna Verlag, 292 p.
- Mayor, A.**, 2003. L'abri-sous-roche de Dangandouloun en Pays dogon (Mali) : quand et comment? In: Besse, M., Stahl Gretsche, L.I., Curdy, P. (Eds.), *Constellations : hommage à Alain Gallay*. Lausanne : Cahiers d'archéologie romande. (Cahiers d'archéologie romande, 95), pp. 353-374.
- Mayor, A.**, Huysecom, E., Gallay, A., Rasse, M., Ballouche, A., 2005. Population dynamics and paleoclimate over the past 3000 years in the Dogon Country, Mali. *Journal of anthropological archaeology* 24, 25-61.

- Mbida Mindzie, C.**, Doutrelepont, H., Vrydaghs, L., Swennen, R.L., Swennen, R.J., Beeckman, H., De Langhe, E., de Maret, P., 2001. First archaeological evidence of banana cultivation in central Africa during the third millennium before present. *Vegetation History and Archaeobotany* 10, 1-6.
- Mbida, C.M.**, Van Neer, W., Doutrelepont, H., Vrydaghs, L., 2000. Evidence for banana cultivation and animal husbandry during the first millennium BC in the forest of Southern Cameroon. *Journal of Archaeological Science* 27, 151-162.
- McIntosh, S.K.**, 1995, *Excavations at Jenne-Jeno, Hambarketelo, and Kaniana (Inland Niger Delta, Mali), the 1981 Season*. Berkeley, University of California Publications in Anthropology, 384 p.
- McIntosh, R.J.**, 1998. *The Peoples of the Middle Niger: The Island of Gold*. Blackwell, Oxford, 376p.
- McIntosh, S.K.**, McIntosh, R.J., 1988. From stone to metal: new perspectives on the later prehistory of West Africa. *Journal of world prehistory*, 2 (1), 89-133.
- McLean, B.**, Scott, L., 1999. Phytoliths in sediments of the Pretoria Saltpan (Tswaing Crater) and their potential as indicators of the environmental history at the site. In: Partridge, T.C. (Eds.), *Tswaing- Investigations into the Origin, Age and Palaeoenvironments of the Pretoria Saltpan*. Council for Geosciences, Pretoria, pp. 167-171.
- McWilliam, J.R.**, 1980. Development and significance of seed retention in grasses. In: P.D. Hebblethwaite (Eds.), *Seed Production*, Butterworths, London, pp. 51-60.
- Mercader, J.**, Bennett, T., Esselmont, C., Simpson, S., Walde, D., 2011. Soil phytoliths from miombo woodlands in Mozambique. *Quaternary Research* 75, 138-150.
- Mercader, J.**, Astudillo, F., Barkworth, M., Bennett, T., Esselmont, C., Kinyanjui, R., Grossman, D.L., Simpson, S., Walde, D., 2010. Poaceae phytoliths from the Niassa Rift, Mozambique. *Journal of Archaeological Science* 37, 1953-1967.
- Mercader, J.**, Bennett, T., Esselmont, C., Simpson, S., Walde, D., 2009. Phytoliths in woody plants from the Miombo woodlands of Mozambique. *Annals of Botany* 104, 91-113.
- Mercader, J.**, Runge, F., Vrydaghs, L., Doutrelepont, H., Ewango C., Juan-Tresseras, J., 2000. Phytoliths from archaeological sites in the tropical Forest of Ituri, Democratic Republic of Congo. *Quaternary Research* 54, 102-112.
- Metcalf, C. R.**, 1960. *Anatomy of the monocotyledons. I. Gramineae*. Oxford University Press, London, 1960 p.
- Meunier, J.D.**, 2003. Le rôle des plantes dans le transfert du silicium à la surface des continents. *Comptes Rendus Geoscience* 335, 1199-1206.
- Meunier, J.D.**, Alexandre, A., Colin, F., Braun, J.J., 2001. Intérêt de l'étude du cycle biogéochimique du Si pour interpréter la dynamique des sols tropicaux. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172 (5), 533-538.
- Miall, A.D.**, 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Berlin, Springer, 582 p.
- Michalková, M.**, Piégay, H., Kondolf, G.M., Greco, S., 2011. Lateral erosion of the Sacramento River, California (1942-1999), and responses of channel and floodplain lake to human influences. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 257-272.
- Michel, P.**, 1973. *Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie: étude géomorphologique*. Paris, Mémoire ORSTOM 63, 752 p.
- Minshall, G.**, Petersen, R., 1985. Towards a theory of macroinvertebrate community structure in stream ecosystems. *Archiv für Hydrobiologie* 104 (1), 49-76.
- Miskowski, J.C.**, 1988. *Les sédiments: témoins du passé*. Collection Science et découvertes, Editions du Rocher, Paris, 121 p.
- Mobius, M.**, 1908. Über die Festlegung der Kalksalze und Kieselkörper in der Pflanzenzellen. *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft* 26a, 29-37.
- Mulholland, S.C.**, 1989. Phytolith shape frequencies in North Dakota grasses: A comparison to general patterns. *Journal of Archaeological Science* 16, 489-511.
- Müller, J.V.**, 2003. *Zur Vegetationsökologie der Savannenlandschaften im Sahel Burkina Faso*. Thèse de Doctorat, Université de J. W. Goethe de Francfort-sur-le-Main.
- Müller, J.V.**, Deil, U., 2005. The ephemeral vegetation of seasonal and semi-permanent ponds in tropical West Africa. *Phytocoenologia* 35(2-3), 327-388.
- Murray, S.S.**, 2004. Searching for the origins of African rice domestication. *Antiquity* 78, 1-3.
- Mworia-Maitima, J.**, 1997. Prehistoric fires and land-cover change in western Kenya: evidences from pollen, charcoal, grass cuticles and grass phytoliths. *The Holocene* 7, 409-417.

N

- Neff, U.**, Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Fleitmann, D., Matter, A., 2001. Strong

- coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature* 411, 290-293.
- Neumann, K.**, 2005. The romance of farming: plant cultivation and domestication in Africa. In: Stahl, A.B. (Eds.), *African archaeology: a critical introduction*. Malden: Blackwell, pp. 249-275.
- Neumann, K.**, 2003. The late emergence of agriculture in Sub-Saharan Africa: Archaeological evidence and ecological considerations. In: Neumann, K., Butler, A., Kahlheber, S. (Eds.), *Food, Fuel and Fields. Progress in African Archaeobotany*. Africa Praehistorica 15. Köln: (Heinrich-Barth-Institut), pp. 71-92.
- Neumann, K.**, 1999. Early plant food production in the West African Sahel: new evidence from the Frankfurt project. In: Van der Veen (Eds.), *The exploitation of plant resources in ancient Africa*. New York: Kluwer Acad, 73-80.
- Neumann, K.**, Hahn-Hadjali, K., Salzmann, U., 2004. Die Savannen der Sudanzone in Westafrika - natürlich oder menschengemacht? In: Albert, K.D., Löhr, D., Neumann, K. (Eds.), *Mensch und Natur in West-Afrika*, Weinheim: Wiley-VCH, pp. 39-68.
- Neumann, K.**, Fahmy, A., Lespez, L., Ballouche, A., Huysecom, E., 2009. The Early Holocene palaeoenvironment of Ounjougou (Mali): phytoliths in a multiproxy context. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 276, 87-106.
- Netolitzky, F.**, 1929. Die Kieselkörper. *Linsbauer's Handbuch der Pflanzenanatomie* 3/1a, pp. 1-19.
- Netolitzky, F.**, 1914. Die Hirse aus antiken Funden. *Sitzbuch der Kaiserlichen Akademie für Wissenschaft der Mathematisch-Naturwissenschaften* 123, pp. 725-759.
- Netolitzky, F.**, 1900. Mikroskopische Untersuchung Gänzlich verkohlter vorgeschichtlicher Nahrungsmittel aus Tirol. *Zeitschrift für Untersuchung der Nahrungs-und Genussmittel* 3, 401-407.
- Ngomanda, A.**, Neumann, K., Schweizer, A., Maley, J. (2009). Seasonality change and the third millennium BP rainforest crisis in southern Cameroon (Central Africa). *Quaternary Research*, 71(3), 307-318.
- Niasse, M.**, Afouda, A., Amani, A., 2003. *Eau, zones humides et désertification en Afrique de l'Ouest*. Stratégie régionale de préparation et d'adaptation à la variabilité et au changement climatique. CILSS-GWP/WAWP-UICN/BRAO. Ouagadougou.
- Nicholson, S.E.**, 1996. A review of climate dynamics and climate variability in Eastern Africa. In: Johnson, T.C., Odada, E.O. (Eds.), *The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*. Gordon and Breach, Amsterdam, pp. 25-56.
- Notebaert, B.**, Verstraeten, G., 2010. Sensitivity of West and Central European river systems to environmental changes during the Holocene: A review. *Earth-Science Reviews* 103 (3), 163-182.
- Nouaceur, Z.**, 2001. Planches Climat de l'Atlas Jeune Afrique du Mali. Paris (Eds.), *Jeune Afrique*, pp. 16-19.
- Novello, A.**, 2012. *Les phytolithes, marqueurs des environnements mio-pliocènes du Tchad Reconstitution à partir du signal environnemental des phytolithes dans l'Afrique subsaharienne actuelle*. Thèse de doctorat. Université de Poitiers.
- Novello, A.**, Barboni, D., Berti-Equille, L., Mazur, J.C., Poilecot, P., Vignaud, P., 2012. Phytolith signal of aquatic plants and soils in Chad, Central Africa. *Review of Palaeobotany and Palynology* 178, 43-58.

O

- Olivry, J.C.**, 1998. Hydrologie et géochimie du bassin soudano-sahélien du fleuve Niger. In: *Colloques et séminaires-Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération*, pp. 73-95.
- Olivry, J.C.**, Bricquet, J.P., Mahé, G., 1993. Vers un appauvrissement durable des ressources en eau de l'Afrique humide? In: Gladwell, J.S. (Eds.), *Hydrology of warm humid regions*; Wallingford: AISH, 67-78.
- Ollendorf, A.L.**, 1992. Toward a classification scheme of sedge (Cyperaceae) phytoliths. In: Rapp, G. Jr, Mulholland, S.C. (Eds.), *Phytolith systematics. Emerging issues*. Plenum Press, New York, pp. 91-106.
- Osterrieth, M.**, Madella, M., Zurro, D., Fernanda Alvarez, M., 2009. Taphonomical aspects of silica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas. *Quaternary International* 193, 70-79.
- Ozainne, S.**, 2013. Un Néolithique Ouest-Africain: cadre chrono-culturel, économique et environnemental de l'Holocène récent en Pays dogon (Mali). *Journal of African archaeology monograph series* 8. Peuplement humain et Paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest 3, Africa Magna Verlag. 304 p.
- Ozainne, S.**, 2006. Pulsations sahariennes et premiers cultivateurs : le Néolithique récent du plateau dogon (3500-500 av. J.-C.). In: Programme de recherche international : "Peuplement humain et évolution paléoclimatique

en Afrique de l'Ouest". *Etudes maliennes* 65, pp. 69-88.

Ozainne, S., 2005. Le site de Kélisogou et la séquence du Néolithique récent du gisement d'Ounjougou (Mali). In: Mayor, A., Roth, C., Droz, Y. (Eds.), *Sécurité sociale et développement - Forum suisse des africanistes* 5, Münster: LIT Verlag, pp. 127-139.

Ozainne, S., Lespez, L., Le Drezen, Y., Eichhorn, B., Neumann, K., Huysecom, E., 2009a. Developing a chronology integrating archaeological and environmental data from different contexts: the Late Holocene sequence of Ounjougou (Mali). In: Hajdas, I., Della Casa, P., Egli, M., Hügi, V., van Willigen, S., Wörle, M. (Eds.), *Proceedings of the 5th International Symposium On Radiocarbon and Archaeology* (Zürich 26th-28th march 2008). *Radiocarbon* 51 (2), pp. 457-470.

Ozainne, S., Huysecom, E., Mayor, A., Robion-Brunner, C., Soriano, S., 2009b. Une chronologie pour le peuplement et le climat du pays dogon: la séquence culturelle et environnementale du gisement d'Ounjougou (Mali). Actes du XXVIIIème colloque du GALF (Genève, 31 mai-2 juin 2007). *Antropo* 18, pp. 37-46.

P

Pachur, H.J., Hoelzmann, P., 1991. Paleoclimatic implications of late Quaternary lacustrine sediments in western Nubia-Sudan. *Quaternary Research* 36, 257-276.

Palausi, G., 1959. Notice explicative sur la feuille Mopti-Est (carte géologique de reconnaissance au 1/500000). *Grande imprimerie africaine*, Dakar, 41 p.

Palmer, P.G., 1976. Grass cuticles: A new paleoecological tool for East African lake sediments. *Can. J. Bot.*, 54 (15), 1725-1734.

Palmer, P.G., Tucker, A.E., 1981. A scanning electron microscope survey of the epidermis of East African grasses, I. *Smithson. Contrib. Bot.* 49.

Palmer, P.G., Tucker, A.E., 1983. A scanning electron microscope survey of the epidermis of East African grasses, II. *Smithson. Contrib. Bot.* 53.

Palmer, P.G., Gerbeth-Jones, S., 1988. A scanning electron microscope survey of the epidermis of East African grasses, V and West African Supplement. *Smithson. Contrib. Bot.* 67.

Palmer, P.G., Gerbeth-Jones, S., 1986. A scanning electron microscope survey of the epidermis of East African grasses, IV. *Smithson. Contrib. Bot.* 62.

Palmer, P.G., Gerbeth-Jones, S., Hutchinson, S., 1985. A scanning electron microscope survey of the epidermis of East African grasses, III. *Smithson. Contrib. Bot.* 55.

Paris, F., Person A., Quéchon G., Saliège J. F., 1992. Les débuts de la métallurgie au Niger Septentrional Aïr, Azawagh, Ighazer, Termit. *Journal des Africanistes* 62 (2), 55-68.

Park, M., 1799. Voyage dans l'intérieur de l'Afrique, fait en 1795, 1796 et 1797 par M. Mungo Park, envoyé par la Société d'Afrique établie à Londres : avec des éclaircissements sur la géographie de l'intérieur de l'Afrique. Dentu & Casteret, Paris.

Parmenter, C., Folger, D.W., 1974. Eolian biogenic detritus in deep sea sediments: a possible index of equatorial ice age aridity. *Science* 185, 695-698.

Parr, J.F., 2006. Effect of fire on phytolith coloration. *Geoarchaeology* 21, 171-185.

Parr, J.F. 2003. *A study of palaeo-landscapes in the Numundo region of West New Britain, Papua New Guinea, as indicated by fossil phytolith analysis*. Unpublished doctoral dissertation, Southern Cross University, Lismore, Australia.

Parr, J.F., Dolic, V., Lancaster, G., Boyd, W.E. 2001. A microwave digestion method for the extraction of phytoliths from herbarium specimens. *Review of Palaeobotany and Palynology* 116 (3), 203-212.

Parry, D.W., Smithson, F., 1966. Opal silica in the inflorescences of some British grasses and cereals. *Annals of Botany* 30, 525-538.

Passega, R., 1964. Grain size representation by CM patterns as a geologic tool. *Journal of Sedimentary Research* 34 (4), 830-847.

Passega, R., 1957. Texture as characteristics of clastic deposition, *Bulletin of the American Association of Petroleum geologists* 41 (94), 1952-1984.

Pearsall, D.M., 2002. Maize is still ancient in prehistoric Ecuador: the view from Real Alto, with comments on Staller and Thompson. *Journal of Archaeological Science*, 29, 51-55.

Pearsall, D.M., 1989. *Paleoethnobotany: A handbook of procedures*. Emerald Group Pub Ltd, 725p.

Pearsall, D.M., 1982. Phytolith analysis: applications of a new paleoethnobotanical technique in archeology. *American Anthropologist* 84, 862-871.

Pearsall, D.M., 1978. Phytolith analysis of archeological soils: Evidence for maize cultivation in Formative Ecuador. *Science* 199, 177-178.

Pearsall, D.M., Chandler-Ezell K., Chandler-Ezell A., 2003. Identifying maize in Neotropical sediments and soils using cob phytoliths: formalizing and testing types. *Journal of Archaeological Science* 30 (5), 611-627.

- Pearsall, D.M., Piperno, D.R., Dinan, E.H., Umlauf, M., Zhao, Z., Benfer, R.A., 1995.** Distinguishing rice (*Oryza sativa* Poaceae) from wild *Oryza* species through phytolith analysis: results of preliminary research. *Economic Botany* 49, 183-196.
- Perret, C., Jost, S., 2008.** Climat, changements climatiques et pratiques agro-pastorales en zone sahélienne. Conférence de haut niveau sur la sécurité alimentaire mondiale : les défis du changement climatique et des bioénergies (Rome 3-5 juin 2008).
- Perry, J., Schaeffer, D., 1987.** The longitudinal distribution of riverine benthos: a river discontinuum?. *Hydrobiologia* 148 (3), 257-268.
- Perry, C.C., Mann, S., Williams, R.J.P., 1984.** Structural and analytical studies of the silicified macrohairs from the lemma of the grass *Phalaris canariensis* L. *Proceedings of the Royal Society of London B* 222, pp. 439-455.
- Petit, M., 1990.** Géographie physique tropicale: approche aux études du milieu: morphogénèse, paysages. *Karthala*, 351 p.
- Pettitt, A.N., 1979.** A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied statistics* 28 (2), 126-135.
- Peulvast, J.P., Vanney, J.R., 2001.** *Géomorphologie structurale: Terre, corps planétaires solides*, Tome 1: relief et structure. Contemporary publishing international, Orléans, BRGM (Eds.), Collection Géosciences, 524 p.
- Piégay, H., Salvador, P.G., Astrade, L., 2000.** Réflexions relatives à la variabilité spatiale de la mosaïque fluviale à l'échelle d'un tronçon. *Zeitschrift für Geomorphologie* 44, 317-342.
- Piperno, D.R., 2006.** *Phytoliths: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists*. Oxford: AltaMira Press, 238p.
- Piperno, D.R., 1993.** Phytolith and charcoal records from deep lake cores in the American tropics. *MASCA research papers in science and archaeology* 10, 59-71.
- Piperno, D.R., 1989.** The occurrence of phytoliths in the reproductive structures of selected tropical angiosperms and their significance in tropical palaeoecology, palaeoethnobotany and systematics. *Review of Palaeobotany and Palynology* 61, 147-173.
- Piperno, D.R., 1988.** *Phytolith analysis: an archaeological and geological perspective*. San Diego: Academic Press, 280 p.
- Piperno, D.R., 1985.** Phytolith analysis and tropical paleo-ecology: production and taxonomic significance of siliceous forms in the new world plant domesticates and wild species. *Review of Palaeobotany and Palynology* 45, 185-228.
- Piperno, D.R., 1984.** A comparison and differentiation of phytoliths from maize and wild grasses: use of morphological criteria. *American Antiquity*, 361-383.
- Piperno, D.R., Pearsall, D.M., 1998.** *The origins of agriculture in the lowland Neotropics*. Emerald Group Publishing, 400p.
- Piperno, D.R., Becker, P., 1996.** Vegetational history of a site in the central Amazon basin derived from phytolith and charcoal records from natural soils. *Quaternary Research* 45, 202-209.
- Piperno, D.R., Pearsall, D.M., 1993.** Phytoliths in the reproductive structures of maize and teosinte: Implications for the study of maize evolution. *Journal of Archaeological Science* 20, 337-362.
- Portillo, M., Albert, R.M., Henry, D.O., 2009.** Domestic activities and spatial distribution in Ain Abu Nukhayla (Wadi Rum, Southern Jordan): The use of phytoliths and spherulites studies. *Quaternary International* 193, 174-183.
- Postek, M.T., 1981.** The occurrence of silica in the leaves of *Magnolia grandiflora* L. *Botanical Gazette* 142. 124-134.
- Power, M.J., Marlon, J., Ortiz, N., Bartlein, P.J., Harrison, S.P., Mayle, F.E., et al., 2008.** Changes in fire regimes since the LGM: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. *Climate dynamics*, 30 (7-8), 887-907.
- Prat, H., 1948.** General features of the epidermis in *Zea mays*. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 35, pp. 341-351.
- Prat, H., 1932.** L'épiderme des Graminées. Étude anatomique et systématique. *Annales des Sciences Naturelles Botaniques* 14, 117-324.
- Prebble, M., Schallenberg, M., Carter, J., Shulmeister, J., 2002.** An analysis of phytolith assemblages for the quantitative reconstruction of late Quaternary environments of the Lower Taieri Plain, Otago, South Island, New Zealand I. Modern assemblages and transferfunctions. *Journal of Paleolimnology* 27, 393-413.

Q

- Quéchon, G., 2002.** Les datations de la métallurgie du fer à Termit (Niger): leur fiabilité, leur signification. In: H. Bocoum (Eds.), *Aux origines de la métallurgie du fer en Afrique, une ancienneté méconnue Afrique de l'Ouest et Afrique Centrale*, Editions de l'UNESCO, Paris, pp. 105-114.

- Radomski, K.U.**, Neumann, K., 2011. Grasses and Grinding Stones: Inflorescence Phytoliths from Modern West African Poaceae and Archaeological Stone Artefacts. In: Fahmy A.G., Kahlheber S., D'Andrea AC (Eds.), *Windows on the African Past. Current Approaches to African archaeobotany*. Frankfurt am Main: Africa Magna Verlag, pp. 153-166.
- Raimbault, M.**, 1996. L'impact de la dégradation climatique holocène sur les Néolithiques du Sahara malien et les données du faciès sahélien de Kobadi. *Préhistoire, anthropologie méditerranéennes* 5, 135-146.
- Raimbault, M.**, Commelin, D., 2001. La poterie du site néolithique de Kobadi dans le Sahel malien. *Préhistoire anthropologie méditerranéennes*, 10/11, 107-116.
- Rapp, G. Jr.**, Mulholland, S.C., 1992. *Phytolith systematics: Emerging issues* (Vol. 1). Rapp, G. Jr., Mulholland, S.C. (Eds.), Springer, 350 p.
- Rasse, M.**, 2010. Géologie, Hydrologie. *Atlas du Mali*. Paris Les éditions du Jaguar (Eds.), pp. 80-81 et 86-87.
- Rasse, M.**, Tribolo, C., Soriano, S., Huysecom, E., 2012. Premières données chronostratigraphiques sur les formations du Pléistocène supérieur de la «falaise» de Bandiagara (Mali, Afrique de l'Ouest). *Quaternaire* 23 (1), 5-23.
- Rasse, M.**, Ballouche, A., Huysecom, E., Tribolo, C., Ozainne, S., Le Drézen, Y., Stokes, S., Neumann, K., 2006, Évolution géomorphologique, enregistrements sédimentaires et dynamiques paléoenvironnementales holocènes à Ounjougou (Plateau Dogon, Mali, Afrique de l'Ouest). *Quaternaire* 17, 61-74.
- Rasse, M.**, Soriano S., Tribolo C., Stokes S., Huysecom E. 2004. La séquence Pléistocène supérieur d'Ounjougou (Pays dogon, Mali, Afrique de l'Ouest: évolution géomorphologique, enregistrements sédimentaires et changements culturels. *Quaternaire* 15 (4), 329-341.
- Raven, J.A.**, 1983. The transport and function of silicon in plants. *Biological Reviews* 58, 179-207.
- Reimer, P.J.**, Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51 (4), 1111-1150.
- République du Mali**, 1985. *Analyse du recensement de 1976. Caractéristique démographiques*. Bamako, République du Mali/FNUAP/Institut du Sahel, 243p.
- Rice, S.**, 1999. The nature and controls on downstream fining within sedimentary links. *Journal of Sedimentary Research* 69 (1), 32-39.
- Rice, S.**, Greenwood, M., Joyce, C., 2001. Macroinvertebrate community changes at coarse sediment recruitment points along two gravel bed rivers. *Water Resources Research* 37 (1), 2793-2803.
- Richard, H.**, 1999. La Palynologie. In: *La Botanique de C. Bourquin-Mignot et al.*, Collection « Archéologiques » dirigée A. Ferdière. Editions errance, Paris. pp. 9-42
- Richter, H.G.**, 1980. Occurrence, morphology, and taxonomic implications of crystalline and siliceous inclusions in the secondary xylem of the Lauraceae and related families. *Wood Science and Technology* 14, 35-44.
- Roberts, N.**, 1998. *The Holocene: an environmental history*. (Eds.), Blackwell, Oxford U.K. & Cambridge USA, 316 p.
- Riser, J.**, 1999. *Géographie Physique de l'Afrique Occidentale et Centrale*. Ellipses, Université Géo., Paris. 160 p.
- Ritchie, J.C.**, Eyles, C.H., Haynes, C.V., 1985. Sediment and pollen evidence for an early to mid-Holocene humid period in the eastern Sahara. *Nature* 314 (6009), 352-355.
- Ritchie, J.C.**, Haynes, C.V., 1987. Holocene vegetation zonation in the eastern Sahara. *Nature* 330 (6149), 645-647.
- Robert, D.**, Laroche, J., Guervi, N., C., Leco, Q.C., Sauvane, T., A., 1973. Mise en place de la silice dans les cellules épidermiques de la feuille d'une Ptéridophyte: *Selaginella kraussiana* II. Etude ultrastructurale. *Bulletin Museum Histoire Naturelle* 201, 210-233.
- Robion-Brunner, C.**, 2010. Forgerons et sidérurgie en pays dogon: vers une histoire de la production du fer sur le plateau de Bandiagara (Mali) durant les empires précoloniaux. Africa Magna Verlag. *Journal of African Archaeology Monograph Series* 3, 189 p.
- Robion-Brunner, C.**, Huysecom, E., 2006. L'exploitation du fer sur le Plateau dogon (Mali). In : Descamps, C., et Camara, A., (eds), *Sénégalia : études sur le patrimoine ouest-africain : hommage à Guy Thilmans*. Eds Sépia, Saint-Maur-des-Fossés, pp. 263-273.
- Rosen, A.M.**, 1991. Phytoliths as indicators of ancient irrigation farming. *Préhistoire de l'agriculture* 6, 281-287.

- Rosen, A.M.**, 1992. Preliminary identification of silica skeletons from near eastern archaeological sites: an anatomical approach. In: Rapp, Jr., Mulholland, S. (Eds.), *Phytolith Systematics - Emerging Issues*, Plenum Press, New York, pp. 129-147.
- Rosen, A.M.**, Weiner, S., 1994. Identifying ancient irrigation: a new method using opaline phytoliths from emmer wheat. *Journal of Archaeological Science* 21, 125-132.
- Rossouw, L.**, 2009, *The application of fossil grass-phytolith analysis in the reconstruction of Cainozoic environments in the South African interior*, PhD dissertation, University of the Free State, Bloemfontein.
- Rossouw, L.**, Scott, L., 2011. Phytoliths and pollen, the microscopic plant remains in Pliocene volcanic sediments around Laetoli, Tanzania. Harrison (Eds.), *Paleontology and Geology of Laetoli: Human Evolution in Context*. Vol. 1: Geology, Geochronology, Paleoecology and Paleoenvironment, Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology. pp. 201-215.
- Rougerie, G.**, Beroutchachvili, N., 1991. *Géosystèmes et paysages, bilan et méthodes*. Armand Colin, Paris, 302 p.
- Roux, A.L.**, 1982. *Cartographie polythématique appliquée à la gestion écologique des eaux*. CNRS, Lyon 1-113.
- Rovner, I.**, 1971. Potential of Opal Phytoliths for use in Paleoecological reconstructions. *Quaternary Research* 1, 343-359.
- Rovner, I.**, 1983. Plant opal phytolith analysis: major advances in archaeobotanical research. *Advances in archaeological method and theory* 6, 225-266.
- Runge, F.**, 2001. Evidence for land use history by opal phytolith analysis: examples from the Central African tropics (Eastern Kivu, D.R. Congo). In: Meunier, J.D., Colin, F. (Eds.), *Phytoliths: Applications in Earth Sciences and Human history*. Balkema, Lisse, Netherlands, pp. 73-85.
- Runge, F.**, 2000a. *Opal-Phytolithe in den Tropen Afrikas und ihre Verwendung bei der Rekonstruktion paläoökologischer Umweltverhältnisse*. Paderborn, Germany.
- Runge, F.**, 2000b. Les phytolithes dans les plantes, les sols et les tourbières. In: Servant, M., Servant-Vildary, S. (Eds.), *Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. UNESCO, Paris, pp. 297-310.
- Runge, F.**, 1999. The opal phytolith inventory of soils in central Africa-quantities, shapes, classification, and spectra. *Review of Palaeobotany and Palynology* 107, 23-53.
- Runge, F.**, 1998. *Opal-Phytolithe in Afrika und ihre Verwendung bei der Rekonstruktion paläoökologischer Umweltverhältnisse*. Post-Doct. Thesis, Univ. Paderborn, Paderborn, 277 pp. (unpubl.).
- Runge, F.**, 1996. Opal Phytolithe in Pflanzen aus dem humiden und semi-ariden Osten Afrikas und ihre Bedeutung für die Klima- und Vegetationsgeschichte. *Botanische Jahrbücher für Systematik Pflanzengeschichte und Pflanzengeographie* 118 (3), 303-363.
- Runge, F.**, Fimbel, R., 1999. Opal phytoliths as evidence for the formation of savanna islands in the rain forest of Southeast Cameroon. In: Heine, K., Runge, J. (Eds.), *Proceedings of the VXth INQUA Conference*, Durban, South Africa. International Union for Quaternary Research, Tokyo, pp. 171-189.
- Runge, J.**, Runge, F., 1995. Late Quaternary palaeoenvironmental conditions in eastern Zaïre (Kivu) deduced from remote sensing, morphopedological and sedimentological studies (Phytoliths, Pollen, C-14 data). Publication Occasionnelle CIFEG 31, 109-122.
- Russell, J.M.**, Talbot, M.R., Haskell, B.J., 2003. Mid Holocene climate change in Lake Bosumtwi, Ghana. *Quaternary Research* 60, 133-141.

S

- Salzmann, U.**, Hoelzmann, P., 2005. The Dahomey Gap: an abrupt climatically induced rain forest fragmentation in West Africa during the late Holocene. *The Holocene* 15 (2), 190-199.
- Salzmann, U.**, Waller, M., 1998. The Holocene vegetational history of the Nigerian Sahel based on multiple pollen profiles. *Review of Palaeobotany and Palynology* 100, 39-72.
- Salzmann, U.**, Hoelzmann, P., Morczinek, I., 2002. Late Quaternary climate and vegetation of the Sudanian zone of northeast Nigeria. *Quaternary Research* 58, 73-83.
- Salvador, P. G.**, 2005. *Géomorphologie et géoarchéologie des plaines alluviales (piémont alpin et nord de la France)*, Dossier d'Habilitation à Diriger les Recherches, texte de synthèse, Université des Sciences et Technologies de Lille 1. 298 p.
- Salvador, P.-G.**, Arnaud-Fassetta, G., Carcaud, N., Castanet, C., Ferdinand, L., 2009. Dynamique fluviale holocène et géoarchéologie. In (Laganier R., Arnaud-Fassetta G. Eds.) *Les géographies de l'eau*. Processus, dynamique et gestion de l'hydrosystème. L'Harmattan, Paris, 181-228.
- Sangen, M.**, Neumann, K., Eisenberg, J., 2011. Climate-induced fluvial dynamics in tropical Africa around the last glacial maximum? *Quaternary Research* 76, 417-429.

- Sangster, A.G.**, Hodson, M.J., 1992. Silica deposition in subterranean organs. *Phytolith systematics*. Plenum Press, New York, pp. 239-251.
- Sangster, A.G.**, Hodson, M.J., Tubb, H.J., 2001. Silicon deposition in higher plants. *Studies in Plant Science* 8, 85-113.
- Sankaran, M.**, Hanan, N.P., Scholes, R.J., Ratnam, J., Augustine, D.J., Cade, B.S., Gignoux, J., Higgins, S.I., Le Roux, X., Ludwig, F., Ardo, J., Banyikwa, F., Bronn, A., Bucini, G., et al., 2005. Determinants of woody cover in African savannas, *Nature* 438 (7069), 846-849.
- Santos, G. M.**, Alexandre, A., Southon, J.R., Treseder, K.K., Corbinau, R., Reyerson, P.E., 2012. Possible source of ancient carbon in phytolith concentrates from harvested grasses. *Biogeosciences* 9, 1873-1884.
- Sauer, C.O.**, 1925. *The morphology of landscape*, University of California Publications in Geography.
- Schiegl, S.**, Stockhammer, P., Scott, C., Wadley, L., 2004. A mineralogical and phytolith study of the Middle Stone Age hearths in Sibudu Cave, KwaZulu-Natal, South Africa: Sibudu Cave. *South African journal of science* 100, 185-194.
- Scholes, R. J.**, Archer S.R., 1997. Tree-grass interactions in savannas. *Annual Review of Ecology and Systematics* 28, 517-544.
- Schultz E.**, Pomel, S., 1992. Die Anthropogene Entstehung des Sahel. *Würzburger Geographische Arbeiten* 84, 263-288.
- Schumm, S.A.**, 1977. *The fluvial system*. Wiley, New-York, 338 p.
- Schumm, S.A.**, Lichty, R.W., 1965. Time, space, and causality in geomorphology. *American Journal of Science* 263 (2), 110-119.
- Schumm, S.A.**, Spitz, W., 1996. Geological influences on the lower Mississippi river and its alluvial valley. *Engineering Geology* 45 (1-4), 245-261.
- Schwandes, L.P.**, Collins, M.E. 1994. Distribution and significance of freshwater sponge spicules in selected Florida soils. *Transactions of the American Microscopical Society*, 242-257.
- Scott, L.**, 2002. Grassland development under glacial and interglacial conditions in southern Africa: review of pollen, phytolith and isotope evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177, 47-57.
- Seernels, V.**, Robion-Brunner, C., Perret, S., 2006. La sidérurgie en Pays dogon: problématiques, premiers résultats et perspectives. In: Programme de recherche international : "Peuplement humain et évolution paléoclimatique en Afrique de l'Ouest". *Etudes maliennes* 65, pp. 113-126.
- Seignobos, C.**, 1984. La sécheresse 1969-1974 au Tchad : la difficile interprétation des conséquences. In: *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, Montpellier ; tome 18, fasc 3-4, 185-198.
- Servant, M.**, 1983. *Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur*. Travaux et documents de l'ORSTOM, 358p.
- Shahack-Gross, R.**, Shemesh, A., Yakir, D., Weiner, S., 1996. Oxygen isotopic composition of opaline phytoliths: Potential for terrestrial climatic reconstruction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (20), 3949-3953.
- Shanahan, T.M.**, Overpeck J.T., Wheeler C.W., Beck J.W., Pigati J.S., Talbot M.R., Scholz C.A., Peck J., King J.W., 2006. Paleoclimatic variations in West Africa from a record of late Pleistocene and Holocene lake level stands of Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 242, 287-302.
- Shulmeister, J.**, Soons, J.M., Berger, G.W., Harper, M., Holt, S., Moar, N., Carter, J.A., 1999. Environmental and sea-level changes on Banks Peninsula (Canterbury, New Zealand) through three glaciation-interglaciation cycles. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 152, 101-127.
- Shulmeister, J.**, Shane, P., Lian, O. B., Okuda, M., Carter, J. A., Harper, M., Heijnis, H., 2001. A long late-Quaternary record from Lake Poukawa, Hawke's Bay, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 176(1), 81-107.
- Smith, A. B.**, 1974. Preliminary report of excavations at Karkarichinkat Nord and Karkarichinkat Sud, Tilemsi Valley, Republic of Mali, Spring 1972. *West African Journal of Archaeology* 4, 33-56.
- Smith, A.B.**, 1992. *Pastoralism in Africa : origins and development ecology*. Londres : Hurst & Co, 1992 p.
- Smith, A.B.**, 2004. A prehistory of modern Saharan pastoralists. *Sahara* 15, 43-58.
- Smith, A.B.**, 2005. *African herders: emergence of pastoral traditions*. Walnut Creek: Alta Mira Press, African archaeology series (8). 272p.
- Smith, S.E.**, 1980. The environmental adaptation of nomads in the West African Sahel: A key to understanding prehistoric pastoralists. In: *The Sahara and the Nile*. Martin A. J. Williams and Hugues Faure (Eds.), Rotterdam: Balkema, pp. 467-489.
- Smithson, F.**, 1956. Plant opal in soils. *Nature* 178-107.
- Solanki, S.K.**, Usoskin, I.G., Kromer, B., Schüssler, M., Beer, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431, 1084-1087.

- Starkel, L.**, 1983. The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15,000 years. *Background to palaeohydrology*. Wiley, Chichester, UK, pp. 213-235.
- Steiger, J.**, Gurnell, A.M., Petts, G.E., 2001. Sediment deposition along the channel margins of a reach of the middle River Severn, UK. *Regulated Rivers: Research and Management* 17 (4-5), 443-460.
- Stewart, D.R.M.**, 1965. The epidermal characters of grasses, with special reference to East African plain species. *Bot. Jahrb. Syst.* 84 (1), 63-116; (2), 117-174.
- Stokes, S.**, Bailey, R.M., Fedoroff, N., O'Marah, K.E., 2004. Optical dating of aeolian dynamism on the West African Sahelian margin. *Geomorphology* 59, 281-291.
- Street-Perrott, F. A.**, Perrott, R. A., 1990. Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic Ocean circulation. *Nature* 343, 607 - 612.
- Strömberg, C.A.E.**, 2009. Methodological concerns for analysis of phytolith assemblages: Does count size matter?. *Quaternary International* 193 (1), 124-140.
- Strömberg, C.A.E.**, 2004. Using phytolith assemblages to reconstruct the origin and spread of grass-dominated habitats in the great plains of North America during the late Eocene to early Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 207, 239-275.
- Strömberg, C.A.E.**, 2003. *The origin and spread of grass-dominated ecosystems during the Tertiary of North America and how it relates to the evolution of hypsodonty in equids*, Thèse de Doctorat, Université de Californie (Berkeley).
- Strömberg, C.A.E.**, 2002. The origin and spread of grass-dominated ecosystems in the late Tertiary of North America: preliminary results concerning the evolution of hypsodonty. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177 (1), 59-75.
- Szumowski, G.**, 1956. Fouilles de l'abri sous roche de Kouroukorokalé (Soudan Français). *Bulletin de l'Institut français d'Afrique noire : série B, sciences humaines* 18, 462-508.
- S., 1984. Preliminary results from sediments cores from Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeoecology of Africa and the surrounding island* 16, 173-192.
- Taugourdeau-lantz, J.**, Laroche, J., Lachkar, G., Pons, D., 1976. *La silice chez les végétaux : le problème des phytolithaires*. Trav. Labo. Micro-pal, Université Pierre et Marie Curie, Paris 5, 255-291.
- Thibaud, B.**, 1997. *Les milieux sahéliens de la boucle du Niger : dynamique des sociétés et des écosystèmes*, Bordeaux III, Thèse, 357 p.
- Thibaud, B.**, 2005. Enjeux spatiaux entre Peuls et Dogon dans le Mondoro (Mali). *Science et changements planétaires/Sécheresse* 16, 165-174.
- Thomas, M.F.**, 2003. Late Quaternary sediment fluxes from tropical watersheds. *Sedimentary Geology* 162 (1), 63-81.
- Thomas, M.F.**, Thorp, M.B., 1995. Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the Late Pleistocene and Early Holocene in the humid and sub-humid tropics. *Quaternary Science Reviews* 14 (2), 193-207.
- Thomson, J.R.**, Taylor, M.P., Fryirs, K.A., Brierley, G.J., 2001. A geomorphological framework for river characterisation and habitat assessment. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 11, 373-389.
- Tribolo, C.**, Mercier, N., Rasse, M., Soriano, S., Huysecom, E. 2010. Kobo 1 and L'Abri aux Vaches (Mali, West Africa): Two case studies for the optical dating of bioturbated sediments. *Quaternary Geochronology* 5 (2), 317-323.
- Twiss, P.C.**, 1983. Dust deposition and opal phytoliths in the great plains. *Transactions of the Nebraska Academy of Science* 11, 73-82.
- Twiss, P.C.**, 1992. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. In: Rapp JrG, Mulholland SC (Eds.), *Phytolith Systematics: Emerging Issues*. New York: Plenum Press, pp. 113-128.
- Twiss, P.C.**, Suess, E., Smith, R.M., 1969. Morphological classification of grass phytoliths: *Proceedings of the Soil Science Society of America* 33, 109-115.

T

- Tabutin, D.**, Schoumaker, B., 2004. La démographie de l'Afrique au sud du Sahara des années 1950 aux années 2000. *Population* 59, 521-622.
- Talbot, M.R.**, Livingstone, D.A., Palmer, P.G., Maley, J., Melack, J.M., Delibrias, G., Gulliksen,

V

- Valentin, C.**, Rajot, J.L., Mitja, D., 2004. Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa. *Agriculture, ecosystems and environment* 104 (2), 287-302.

- Vallejo Gomez, E.**, Sedov, S.N., Oleschko, K., Shoba, S.A., 2000. Phytoliths in surface and buried Andosols of Central Mexico: morphological variety, rates of accumulation and weathering. In: Vrydaghs, L., Degraeve, A. (Eds.), *Man and the (palaeo) environment. The phytolith evidence*, 3rd I.M.P.R. Tervuren, Belgium, 17 p.
- Vannote, R.**, Minshall, G., Cummins, K., Sedell, J., Cushing, C., 1980. The river continuum concept. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 37, 130-137.
- Vernet, R.**, 2002. Climate during the late Holocene in the Sahara and the Sahel: Evolution and consequences on human settlement, In: *Droughts, Food and Culture*. Springer, pp. 47-63.
- Vogelsang, R.**, Albert, K.D., Kahlheber, S., 1999. Le sable savant : les cordons dunaires sahéliens au Burkina Faso comme archive archéologique et paléocéologique de l'Holocène. *Sahara* 11, 51-68.
- Vrydaghs, L.**, Doutrelepon, H., 2000. Analyses phytolithariennes: acquis et perspectives. In: Servant, M., Servant-Vildary, S. (Eds.), *Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. UNESCO, Paris, pp. 389-411.
- Vrydaghs, L.**, Doutrelepon, H., Beeckman, H., Haerink, E., 2001. Identifications of a morphotype association of *Phoenix dactylifera* L. lignified tissues origin at ed-Dur (1st AD), Umm al-Qaiwain (UAE). In: Meunier, J.D., Colin, F. (Eds.), *Phytoliths in Earth Sciences and Human History*, AA Balkema: Rotterdam, pp. 239-250.
- Wanner, H.**, Beer, J., Büttikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Widmann, M., 2008. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27 (19), 1791-1828.
- Wanner, H.**, Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events, *Quaternary Science Reviews* 30 (21-22), 3109-3123.
- Watrin, J.**, Lézine, A. M., Hély, C., 2009. Plant migration and plant communities at the time of the "green Sahara". *Comptes Rendus Geoscience* 341 (8), 656-670.
- Webb, E.A.**, Longstaffe, F.J., 1997. Oxygen isotope geochemistry of silica phytoliths. In: *The State of the Art of Phytoliths in Soils and Plants*. Pinilla, A., Juan-Tresserras, J., Machado, M.A. (Eds.). Centro de Ciencias Medioambientales del Consejo Superior de Investigaciones Científicas Serrano, 115B. 2800, Madrid, pp. 233-243.
- Weisrock, A.**, Wahl, L., Ouammou, A., Chakir, L., 2006a. Systèmes fluviaux du Sud-Ouest marocain et leur évolution depuis le Pléistocène supérieur. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 4, 229-248.
- Weisrock, A.**, Wengler, L., Mathieu, J., Ouammou, A., Fontugne, M., Mercier, N., Reyss, J.-L., Valladas, H., Guéry, P. 2006b. Upper Pleistocene comparative OSL, U/Th and ¹⁴C dating of sedimentary sequences of South-Western Morocco (Oued Noun, 29°N). *Quaternaire* 17, 45-59.
- Weldeab, S.**, Schneider, R.R., Kolling, M., Wefer, G., 2005. Holocene African droughts relate to eastern equatorial Atlantic cooling, *Geology* 33, 981-984.
- White, F.**, 1983. *The Vegetation Map of Africa*. UNESCO, Paris. 356 p.
- Wiederkehr, E.**, Dufour, S., Piégay, H., 2010. Localisation et caractérisation semi-automatique des géomorphosites fluviaux potentiels. Exemples d'applications à partir d'outils géomatiques dans le bassin de la Drôme (France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 2, 175-188.
- Wilding, L.P.**, 1967. Radiocarbon dating of biogenetic opal. *Science* 156, 66-67.
- Williams, A.N.**, 2012. The use of summed radiocarbon probability distributions in archaeology: a review of methods. *Journal of Archaeological Science* 39 (3), 578-589.
- Williams, M.A.J.**, Williams, F.M., Duller, G.A., Munro, R.N., El Tom, O.A.M., Barrows, T. T., Fluin, J., 2010. Late Quaternary floods and droughts in the Nile valley, Sudan: new evidence from optically stimulated luminescence and AMS radiocarbon dating. *Quaternary Science Reviews* 29 (9), 1116-1137.

W

- Waller, M.P.**, Street-Perrott, F.A., Wang, H., 2007. Holocene vegetation history of the Sahel: pollen, sedimentological and geochemical data from Jikariya Lake, north-eastern Nigeria. *Journal of Biogeography* 34 (9), 1575-1590.
- Wallis, L.A.**, 2001. Environmental history of northwest Australia based on phytolith analysis at Carpenter's Gap 1. *Quaternary International* 83, 103-117.
- Wallis, L.A.**, 2003. An overview of leaf phytolith production patterns in selected northwest Australian flora. *Review of Palaeobotany and Palynology* 125, 201-248.
- Wang, H.**, Holmes, J.A., Street-Perrott, F.A., Waller, M.P., Perrott, R.A., 2008. Holocene environmental change in the West African Sahel: sedimentological and mineral-magnetic analyses of lake sediments from Jikariya Lake, northeastern Nigeria. *Journal of Quaternary Science* 23, 449-460.

- Wittig, R.**, Hahn-Hadjali, K., Thiombiano, A., 2000. Particularities of the Chaîne de Gobnangou in the Southeast of Burkina Faso, *Études sur la flore et végétation du Burkina Faso et des pays avoisinants* 5, 49-64.
- WoldeGabriel, G.**, Ambrose, S.H., Barboni, D., Bonnefille, R., Bremond, L., Currie, B., DeGusta, D., Hart, W.K., Murray, A.M., Renne, P.R., others, 2009. The geological, isotopic, botanical, invertebrate, and lower vertebrate surroundings of *Ardipithecus ramidus*. *Science* 326, 65-65e5.
- Wolman, M.G.**, Leopold, L.B., 1957. River flood plains: some observations on their formation. United States *Geological Survey Professional Paper* 282C, pp. 87-107.
- Wong, K.M.**, 1991. The growth architecture and ecology of some tropical bamboos. *Journal of American Bamboo Society* 8, 43-58.
- Wright, P.**, 2003. Preservation or destruction of plant remains by carbonization? *Journal of Archaeological Science* 30, 577-583.
- Zielhofer, C.**, Faust, D., Linstädter, J., 2008. Late Pleistocene and Holocene alluvial archives in the Southwestern Mediterranean: Changes in fluvial dynamics and past human response. *Quaternary International* 181 (1), 39-54.
- Zucol, A.F.**, Brea, M., Scopel, A., 2005. First record of fossil wood and phytolith assemblages of the late Pleistocene in El-Palmer National Park (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 20, 33-43.

Y

- Yost, C.L.**, Blinnikov, M.S., 2011. Locally diagnostic phytoliths of wild rice (*Zizania palustris* L.) from Minnesota, USA: comparison to other wetland grasses and usefulness for archaeobotany and paleoecological reconstructions. *Journal of Archaeological Science* 38 (8), 1977-1991.
- Young, R.**, Thompson, G., 1999. Missing plant foods? Where is the archaeobotanical evidence for sorghum and finger millet in East Africa. *The exploitation of plant resources in Ancient Africa*, 63-72.

Z

- Zhao, Z.**, Piperno, D.R., 2000. Late Pleistocene/Holocene environments in the middle Yangtze River valley, China and rice (*Oryza sativa* L.) domestication: the phytolith evidence. *Geoarchaeology* 15, 203-222.
- Zhao, Z.**, Pearsall, D.M., Benfer, R.A., Piperno, D.R., 1998. Distinguishing rice (*Oryza sativa* poaceae) from wild *Oryza* species through phytolith analysis, II Finalized method. *Economic botany* 52, 134-145.
- Zielhofer, C.**, Faust, D., 2008. Mid-and Late Holocene fluvial chronology of Tunisia. *Quaternary Science Reviews* 27 (5), 580-588.

Liste des figures

Introduction

Figure I-1 : La prise ne compte des échelles spatiales dans la thèse et la dissociation des variables de contrôle.....	14
Figure I-2 : Interdisciplinarité et déroulement de la thèse	16

Chapitre 1

Figure 1.1 : Concept d'hydrosystème indiquant la tridimensionnalité des flux (longitudinale, transversale et verticale) (Amoros et Petts, 1993)	20
Figure 1.2 : Echelles spatiales et temporelles des formes fluviales (d'après Knighton, 1984).....	23
Figure 1.3 : Circulations atmosphériques en janvier et juillet en Afrique de l'Ouest (Nicholson, 1996).....	24
Figure 1.4 : Précipitations mensuelles pour quatre stations localisées dans les différentes zones bioclimatiques d'Afrique de l'Ouest.	25
Figure 1.5 : Organisation latitudinale des zones bio-climatiques.	26
Figure 1.6 : Hydrogramme du Sénégal (médiane 2001-2010) et diagramme des précipitations à la station de Bakel (Sénégal).	26
Figure 1.7 : Les trois systèmes de production dans le Delta intérieur du Niger.	28
Figure 1.8 : Répartition de la population pour le territoire malien en 1987	31
Figure 1.9 : Les crises climatiques des années 70-80 en Afrique de l'Ouest	32
Figure 1.10 : Images satellites du Lac Tchad en 1972 (A), 1987 (B) et 2007 (C)	33
Figure 1.11 : Migrations des populations ouest-africaines au cours de la période 1970-1990.....	34
Figure 1.12 : Cartographie des données paléohydrologiques disponibles (d'origine fluviale, éolienne, lacustre et palustre) en Afrique de l'Ouest pour la période holocène.....	36
Figure 1.13 : Les facteurs de contrôle du système fluvial intervenant à différentes échelles	39
Figure 1.14 : L'emboîtement des échelles temporelles du cadre climatique et environnemental de l'Afrique de l'Ouest	44

Chapitre 2

Figure 2.1 : Localisation de la vallée du Yamé	47
Figure 2.2 : (A) Carte géomorphologique du bassin versant du Yamé (B) profil longitudinal du Yamé	49
Figure 2.3 : (A) Alternance entre les escarpements gréseux et les glacis dans la région d'Ounjougou. (B) et (C) Transition entre le glacis principal et le glacis secondaire	50
Figure 2.4 : Les différentes formes de la latérite dans la moyenne vallée du Yamé	51
Figure 2.5 : Diagramme ombrothermique de Bandiagara pour la période (1950-2003)	52
Figure 2.6 : Bilan hydrique de la région de Bandiagara à partir des données pluviométriques de la station de Bandiagara (1950-2003) et des valeurs de l'ETP de la station de Mopti (1961-1990).....	53
Figure 2.7 : Variations pluviométriques enregistrées à la station de Bandiagara entre 1907 et 2007. (A) Précipitations annuelles brutes ; (B) Ecart des précipitations à la normale calculé entre 1950-2003.....	54
Figure 2.8 : Preuves cartographique et géomorphologique de la modification du profil longitudinal du Yamé survenue en 1936.....	55

Figure 2.9 : La crue du Yamé en 2007. (A) et (B) Routes coupées par les affluents du Yamé ; (C) Destruction des ponts à Bandiagara	56
Figure 2.10 : Les types de végétation rencontrés dans le bassin versant du Yamé	57
Figure 2.11 : Principales cultures pluviales dans le bassin versant du Yamé	58
Figure 2.12 : Maraichage dans la vallée du Yamé	59
Figure 2.13 : Plantations d'eucalyptus dans la basse vallée du Yamé	60
Figure 2.14 : Localisation des principaux sites étudiés dans le cadre du programme « Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest »	63
Figure 2.15 : Vue aérienne du site d'Ounjougou.	64
Figure 2.16 : Vestiges métallurgiques sur le plateau	65
Figure 2.17 : Secteurs d'étude de la zone de la falaise	66
Figure 2.18 : Fouilles réalisées dans la plaine du Séno	67
Figure 2.19 : Séquence chrono-culturelle et environnementale générale de l'Holocène d'Ounjougou, état en 2008	69

Chapitre 3

Figure 3.1 : Développement méthodologique de la thèse	76
Figure 3.2 : Démarche d'étude des archives sédimentaires	78
Figure 3.3 : Hiérarchisation des corps sédimentaires. L'exemple de la coupe de La Mouche et du Ravin sud (lamines) à Ounjougou	80
Figure 3.4 : Les différents faciès sédimentaires associés aux dépôts de chenaux observés dans les archives sédimentaires de la vallée du Yamé	82
Figure 3.5 : Les différents faciès sédimentaires associés aux dépôts de plaine d'inondation observés dans les archives sédimentaires de la vallée du Yamé	84
Figure 3.6 : Les faciès sédimentaires associés aux dépôts de versant observés dans les archives sédimentaires de la vallée du Yamé	85
Figure 3.7 : Image CM des 253 échantillons modernes et holocènes de la vallée du Yamé	89
Figure 3.8 : Datations AMS réalisées pour la vallée du Yamé	92
Figure 3.9 : Cycle du silicium dans les plantes et les sols	97
Figure 3.10 : Diagramme théorique récapitulant les processus intervenant dans la taphonomie des assemblages phytolithes	99
Figure 3.11 : Phytolithes abimés ou cassés.	103
Figure 3.12 : Comparaison entre des phytolithes brûlés et non brûlés	103
Figure 3.13 : Localisation des études phytolithiques modernes et fossiles en Afrique	106
Figure 3.14 : Observation de l'espèce <i>Oxytenanthera abyssinica</i> sur les berges (A) et en marge (B) d'un cours d'eau temporaire de la région de Kita (Mali)	114
Figure 3.15 : Les deux principaux types de savanes ouest-africaine	114
Figure 3.16 : Spodogrammes de feuilles de Poaceae réalisés à partir d'échantillons extraits de plantes modernes	115
Figure 3.17 : Principaux morphotypes produits dans les épidermes de graminées	116
Figure 3.18 : Classification des cellules courtes de Poaceae diagnostiques (Grass short Cells Phytoliths)	118
Figure 3.19 : Classification des morphotypes diagnostiques associés aux scléréides	121
Figure 3.20 : Classification des globulaires	122
Figure 3.21 : Les quatre familles produisant un phytolithe spécifique	124
Figure 3.22 : Morphotypes diagnostiques de familles	125
Figure 3.23 : Classification des cellules allongées non diagnostiques	128
Figure 3.24 : Morphotypes en pointe (Acicular Hair cells)	129
Figure 3.25 : Localisation des cellules bulliformes sur une feuille de Poaceae	129
Figure 3.26 : Description des cellules bulliformes identifiées dans les échantillons modernes et fossiles	130
Figure 3.27 : Trachéides non diagnostiques	131
Figure 3.28 : Spicules d'éponges et microcharbons dans les assemblages modernes de la vallée du Yamé	138

Chapitre 4

Figure 4.1 : Différentes unités géomorphologiques identifiées dans la vallée du Yamé	145
---	-----

Figure 4.2 : Visualisation d'un tronçon du système fluvial du Yamé à partir d'images satellites à différentes résolutions spatiales	146
Figure 4.3 : Méthode réalisée pour la segmentation du cours d'eau en unités spatiales de 500m de long.....	147
Figure 4.4 : Formules de calcul des paramètres géomorphologiques utilisés.....	148
Figure 4.5 : Test de Pettitt appliqué à l'indice de confinement calculé pour chacun de tronçons de 500m de long	149
Figure 4.6 : Caractéristiques géomorphologiques des 6 types de styles fluvial issus de la classification sur les tronçons de 500m.	150
Figure 4.7 : Les différents styles fluviaux du Yamé et localisation des secteurs étudiés	150
Figure 4.8 : Le Yamé près de Kéma en fin de saison des pluies en novembre 2008 (A) et en saison sèche en février 2010 (B)	151
Figure 4.9 : Carte géomorphologique du style fluvial n°1	152
Figure 4.10 : Carte géomorphologique et profil en travers du secteur d'Andioubolo	153
Figure 4.11 : La vallée du Yamé dans le secteur 1 à l'amont du bassin versant	154
Figure 4.12 : Carte géomorphologique du style fluvial n°2	155
Figure 4.13 : Carte géomorphologique et profil en travers du secteur d'Ounjougou.....	156
Figure 4.14 : (A) Vue d'altitude d'un secteur du tronçon fluvial n°2 et (B) Badlands, (C) unités sédimentaires et (D) le Yamé après un épisode de crue à Ounjougou	157
Figure 4.15 : Image CM des échantillons contemporains prélevés à Ounjougou.....	158
Figure 4.16 : Carte géomorphologique du style fluvial n°3.....	159
Figure 4.17 : Carte géomorphologique et profil en travers du secteur de Fiko	160
Figure 4.18 : (A) Chenal du Yamé à Fiko ; (B) Erosion en rive concave d'un méandre à Kéma ; (C) Unités géomorphologiques dans le secteur de Fiko	161
Figure 4.19 : Image CM des échantillons contemporains prélevés dans les unités sédimentaires du secteur n°3	161
Figure 4.20 : Carte géomorphologique du style fluvial n°4.....	163
Figure 4.21 : (A) Chenal du Yamé à l'aval de Goundaka en fin de saison humide (novembre 2008) et (B) les différentes unités sédimentaires à Baïma	163
Figure 4.22 : (A) Le lac de Bandiougou en saison sèche (février 2009) ; (B) Affluent du Yamé qui rejoint le lac au Yamé (second plan) en fin de saison humide (novembre 2008)	164
Figure 4.23 : Carte géomorphologique et profil en travers du secteur de Baïma	165
Figure 4.24 : Image CM des échantillons prélevés issus des dépôts du lac de Bandiougou	165
Figure 4.25 : Carte géomorphologique du style fluvial n°5.....	167
Figure 4.26 : Le chenal à Samoloye en fin de saison humide (A) et en saison sèche (B)	168
Figure 4.27 : Carte géomorphologique et profil en travers du secteur de Samoloye.....	169
Figure 4.28 : Carte géomorphologique et caractéristiques morphologiques du style fluvial n°6	170
Figure 4.29 : Le chenal principal du Yamé à Sampara au mois de février (A) et de novembre (B) ; ancien méandre recoupé en eau lors de la saison humide (C) et limites entre les différentes unités géomorphologiques à Sampara (D)	171
Figure 4.30 : Carte géomorphologique et profil en travers du secteur de Sampara	172
Figure 4.31 : Image CM des dépôts de Sampara	173
Figure 4.32 : Organisation longitudinale du système fluvial du Yamé	174
Figure 4.33 : Image CM des échantillons contemporains de la vallée du Yamé par milieu de sédimentation	174

Chapitre 5

Figure 5.1 : Carte géomorphologique du secteur d'Ounjougou et localisation des transects	178
Figure 5.2 : Transects du remplissage sédimentaire holocène à Ounjougou.....	179
Figure 5.3 : Coupe stratigraphique de la Mouche et lame mince de l'unité HA3.....	180
Figure 5.4 : (A) Description de la coupe 1 du site de la Mouche et (B) Image CM des dépôts attribués à la période de l'Holocène ancien à Ounjougou	181
Figure 5.5 : Coupes stratigraphiques et lames minces de la CP6 du Balanités, de la CP2 du Détarium et de la CP1 du Ravin sud correspondant à la sédimentation de l'Holocène moyen-récent 1	183
Figure 5.6 : Description des coupes CP6 du Balanités, CP2 du Détarium et CP1 du Ravin sud.....	184
Figure 5.7 : Image CM des dépôts d'Ounjougou de l'Holocène Moyen et Récent 1	185
Figure 5.8 : Coupes stratigraphiques et lames minces de la CP15 des Varves Ouest et la CP13 du Rônier correspondant à la sédimentation de l'Holocène récent 2.....	187
Figure 5.9 : Description des coupes CP15 des Varves Ouest et CP13 du Rônier.....	188
Figure 5.10 : Image CM des dépôts d'Ounjougou de l'Holocène Récent 2	189

Figure 5.11 : Coupes stratigraphiques et lame mince de CP1 des Unio correspondant à la sédimentation de l'Holocène terminal	190
Figure 5.12 : Description du sommet de la CP1 du Ravin sud et de la CP1 des Unio	191
Figure 5.13 : Image CM des dépôts d'Ounjougou de l'Holocène Terminal	192
Figure 5.14 : Représentation synthétique de l'évolution hydro-sédimentaire de la vallée du Yamé à Ounjougou au cours de l'Holocène	193-194
Figure 5.15 : Image CM des dépôts de la moyenne vallée.....	196
Figure 5.16 : Transect de Doucombo	197
Figure 5.17 : Remplissage sédimentaire à Doucombo et coupes stratigraphiques CP2 et CP24	198
Figure 5.18 : Base de la CP2 de Doucombo et lames minces correspondant à la sédimentation de HT6	199
Figure 5.19 : Coupes stratigraphiques pour les secteurs de Fiko, Allaye-Kokolo et Kéma.....	200
Figure 5.20 : Transect synthétique du remplissage sédimentaire de la moyenne vallée entre Kéma et Fiko.....	201
Figure 5.21 : Blocs micromorphologiques prélevés dans le ravin de Fiko	202
Figure 5.22 : Représentation synthétique de l'évolution hydro-sédimentaire de la vallée du Yamé à Doucombo au cours de l'Holocène	204
Figure 5.23 : Représentation synthétique de l'évolution hydro-sédimentaire de la vallée du Yamé à Fiko au cours de l'Holocène	205
Figure 5.24 : Investigations conduites dans la basse vallée	206
Figure 5.25 : Image CM des échantillons prélevés dans la moyenne vallée	207
Figure 5.26 : Transect du remplissage sédimentaire du tronçon de Goundaka.....	208
Figure 5.27 : Transect du remplissage sédimentaire du tronçon de Bandiougou.....	210
Figure 5.28 : Transect du remplissage sédimentaire du tronçon de Baïma	212
Figure 5.29 : Transect du remplissage sédimentaire du tronçon de Samoloye	214
Figure 5.30 : Représentation synthétique de l'évolution hydro-sédimentaire de la basse vallée du Yamé au cours de l'Holocène	216
Figure 5.31 : Image CM des dépôts de Sampara	217
Figure 5.32 : Transect du remplissage sédimentaire du tronçon de Sampara.....	218
Figure 5.33 : Représentation synthétique de l'évolution hydro-sédimentaire de la vallée du Yamé à Sampara au cours de l'Holocène	220

Chapitre 6

Figure 6.1 : Méthodologie appliquée pour le calcul de la densité de ligneux à différentes échelles spatiales.....	227
Figure 6.2 : Localisation des secteurs étudiés dans l'étude contemporaine des phytolithes	229
Figure 6.3 : Les paysages du Pays Dogon en novembre (A) et des plateaux Mandingues en octobre (B)	230
Figure 6.5 : Cartographie des ligneux pour le tronçon d'Ounjougou	232
Figure 6.6 : Les assemblages phytolithiques des échantillons de surface d'Ounjougou	234
Figure 6.7 : Cartographie des ligneux pour le tronçon de Doucombo	236
Figure 6.8 : Les assemblages phytolithiques des échantillons de surface de Doucombo	239
Figure 6.9 : Cartographie des ligneux pour le tronçon de Fiko	240
Figure 6.10 : Les assemblages phytolithiques des échantillons de surface de Fiko	242
Figure 6.11 : Cartographie des ligneux pour le tronçon de Sampara	244
Figure 6.12 : Les assemblages phytolithiques des échantillons de surface de Sampara	246
Figure 6.13 : Localisation des échantillons prélevés dans la région de Kita	248
Figure 6.14 : Les assemblages phytolithiques des échantillons de surface de Kita	251
Figure 6.15 : Localisation des échantillons prélevés dans la région de Siby	253
Figure 6.16 : Les assemblages phytolithiques de la région de Siby	255
Figure 6.17 : Statistiques descriptives de la part des phytolithes de dicotylédones ligneuses selon leur région bioclimatique d'origine et en relation avec leur positionnement dans le système fluvial	260
Figure 6.18 : Statistiques descriptives de la part des cellules courtes de Poaceae selon leur région bioclimatique d'origine et en relation avec leur positionnement dans le système fluvial.....	261
Figure 6.19 : Statistiques descriptives de l'abondance des phytolithes diagnostiques de familles spécifiques selon leur région bioclimatique d'origine et en relation avec leur positionnement dans le système fluvial	263
Figure 6.20 : Valeur des indices selon la région bioclimatique d'origine et en relation avec leur positionnement dans le système fluvial des échantillons	266

Figure 6.21 : Position des phytolithes diagnostiques et des échantillons sur les deux premiers axes de l'ACP	266
Figure 6.22 : Médiane par unité géomorphologique du nombre de microcharbons et de phytolithes brûlés pour 100 phytolithes	269
Figure 6.23 : Origine des phytolithes brûlés dans les enregistrements sédimentaires	270
Figure 6.24 : Statistiques descriptives des diatomées (A) et des spicules d'éponges (B)	272
Figure 6.25 Modèle synthétique de l'enregistrement des phytolithes dans les sols et les sédiments contemporains	273

Chapitre 7

Figure 7.1 : Assemblages phytolithique des échantillons de la période de transition Pléistocène – Holocène ancien à Ounjougou (Ravin de la Mouche)	278
Figure 7.2 : ACP réalisée à partir des trente-trois échantillons de la période Holocène moyen-récent 1 de la vallée du Yamé	283
Figure 7.3 : Assemblages phytolithiques des échantillons de l'Holocène moyen à Ounjougou	286
Figure 7.4 : Assemblages phytolithiques des échantillons de la séquence HR1 de la vallée du Yamé	290
Figure 7.5 : ACP réalisée à partir des trente-huit échantillons de la période Holocène Récent 2 de la vallée du Yamé	296
Figure 7.6 : Assemblages phytolithiques des échantillons de la séquence HR2A et B de la vallée du Yamé	299
Figure 7.7 : Assemblages phytolithiques des échantillons de la séquence HR2C de la vallée du Yamé	303
Figure 7.8 : ACP réalisée à partir des quarante et un échantillons de la période Holocène Terminal de la vallée du Yamé	309
Figure 7.9 : Assemblages phytolithiques des échantillons de la séquence HT1-5 de la vallée du Yamé	314
Figure 7.10 : Assemblages phytolithiques des échantillons de la séquence HT6 de la vallée du Yamé	321

Chapitre 8

Figure 8.1 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon d'Ounjougou	330-331
Figure 8.2 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Doucombo	337
Figure 8.3 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Fiko	338
Figure 8.4 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Baïma	341
Figure 8.5 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Samoloye	342
Figure 8.6 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Goundaka	343
Figure 8.7 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Bandiougou	344
Figure 8.8 : Reconstitution schématique du système fluvial et du couvert végétal pour le tronçon de Sampara	346

Chapitre 9

Figure 9.1 : Moyennes pluviométriques de Bandiagara entre 1950 et 2007	351
Figure 9.2 : Evolution des principaux indices entre 1967 et 2007	353
Figure 9.3 : Evolution de certains tronçons du secteur 3 entre 1967 et 2007	355
Figure 9.4 : Evolution de certains tronçons du secteur 4 entre 1967 et 2007	356
Figure 9.5 : Schéma de l'ajustement fluvial de la vallée du Yamé (A) en relation avec l'évolution des précipitations (B) et la croissance démographique au cours des cinq dernière décennies (C)	357
Figure 9.6 : Variations pluviométriques enregistrées à la station de Bandiagara au cours du 20 ^e siècle	361

Figure 9.7 : Reconstitution des paysages fluviaux au cours des périodes HR1 et HR2AB	364
Figure 9.8 : Reconstitution des paysages fluviaux au cours des périodes HR2C et HT1.....	366
Figure 9.9 : Reconstitution des paysages fluviaux au cours des périodes HT2 et HT3-5	369
Figure 9.10 : Reconstitution des paysages fluviaux au cours des périodes HT6 et HT7	371
Figure 9.11 : Volume stocké par période par tronçon de 500m de l'amont vers l'aval de la vallée du Yamé	374-375
Figure 9.12 : Production détritique du bassin versant du Yamé et évolution des principaux paramètres environnementaux au cours des sept derniers millénaires	377
Figure 9.13 : Fonction de densité des probabilités cumulées des datations radiocarbones des sédiments alluviaux, colluviaux et archéologiques de la vallée du Yamé.....	380

Chapitre 10

Figure 10.1 : Localisation des références citées dans le texte	383
Figure 10.2 : Données palynologiques et phytolithiques des principaux sites d'Afrique de l'Ouest.....	385
Figure 10.3 : Reconstitution synthétique de l'évolution de la végétation à partir des données polliniques et phytolithiques disponibles en Afrique de l'Ouest au cours de l'Holocène.....	386
Figure 10.4 : Comparaison avec les données hydro-climatiques régionales de l'Afrique tropicale du Nord et les changements climatiques rapides globaux	389
Figure 10.5 : Variation hydrologique du lac Tchad au cours du deuxième millénaire de notre ère (Maley, 1981)	391
Figure 10.6 : Comparaison des données issues des archives sédimentaires de la vallée du Yamé sur l'anthropisation des milieux avec les données archéologiques et historiques régionales	393
Figure 10.7 : Représentation de la progression de l'élevage (A) et de l'agriculture (B) à l'Holocène Récent en Afrique de l'Ouest (Ozainne, 2013)	395
Figure 10.8 : Expansion de la culture du mil au sein de l'Afrique de l'Ouest (A) et du bassin versant du Yamé (B) grâce aux datations sur preuve directe ou indirecte	398
Figure 10.9 : Comparaison des données disponibles sur l'anthropisation des milieux pour la vallée du Yamé	400

Liste des tableaux

Chapitre 1

Tableau.1.1 : Ajustement des variables internes à la modification des flux liquides et solides (adapté, de Starkel, 1983)	22
Tableau 1.2 : Calendrier agro-pastoral du delta intérieur du Niger	28

Chapitre 3

Tableau 3.1 : Groupes sédimentaires déterminés par l'image CM et l'interprétation des dépôts actuels.....	89
Tableau 3.2 : Description et interprétation des cinq niveaux de l'indice de dessiccation	91
Tableau 3.3 : Cadre chronostratigraphique du remplissage sédimentaire à l'échelle du site d'Ounjougou	94
Tableau 3.4 : Limites et avantages des pollens, des charbons, des micro-charbons et des phytolithes selon le matériau étudié pour la zone intertropicale.....	109
Tableau 3.5 : Classification des cellules courtes de Poaceae diagnostiques (Grass Short Cells Phytoliths)	117
Tableau 3.6 : Classification des scléréides et globulaires diagnostiques des dicotylédones ligneuses et herbeuses	120
Tableau 3.7 : Classification des morphotypes de familles spécifiques.....	123
Tableau 3.8 : Classification des cellules allongées et bulliformes non-diagnostiques.....	127
Tableau 3.9 : Différents indices utilisés dans les études paléoenvironnementales africaines et leur mode de calcul selon les auteurs.....	133

Chapitre 4

Tableau 4.1 : Caractéristiques granulométriques et hydro-géomorphologiques des groupes sédimentaires identifiés au sein de l'image CM	175
--	-----

Chapitre 6

Tableau 6.1 : Densité de ligneux pour le tronçon d'Ounjougou	232
Tableau 6.2 : Densité de ligneux pour le tronçon de Doucombo	237
Tableau 6.3 : Densité des ligneux pour le tronçon de Fiko	241
Tableau 6.4 : Densité des ligneux pour le tronçon de Sampara	256
Tableau 6.5 : Caractéristiques phytolithiques des types d'assemblages des échantillons modernes caractérisés par l'ACP	268

Chapitre 7

Tableau 7.1 : Caractéristiques phytolithiques des types d'assemblages isolés par l'ACP	283
Tableau 7.2 : Principales caractéristiques des six types d'assemblages phytolithiques de la séquence HR2 isolés par l'ACP.	296
Tableau 7.3 : Principales caractéristiques des sept types d'assemblages phytolithiques de la séquence Holocène terminal isolés par l'ACP.....	310

Chapitre 9

Tableau 9.1 : Synthèse des images disponibles pour le bassin versant du Yamé	350
Tableau 9.2 : Evolution de la population des cercles de Mopti et de Bandiagara entre 1976, 1987, 1998 et 2009	358
Tableau 9.3 : Estimation du volume de sédiments piégés dans le fond de vallée des différents secteurs de la vallée du Yamé	373

Table des matières

Sommaire	3
Remerciements.....	5
Résumé / Abstract	9
Introduction	11
 <u>Première partie : Contexte scientifique et objet d'étude</u>	 17
 Chapitre 1 : Cadre thématique : le système fluvial en milieu soudano-sahélien.....	 19
Introduction	19
1.1. Définition du système fluvial	19
1.1.1. Système fluvial ou hydrosystème ?	19
1.1.2. Fonctionnement du système fluvial : flux et réponses	21
1.1.2.1. Une histoire d'eau et de sédiments.....	21
1.1.2.2. Réponses du système fluvial face à la variabilité des flux	22
1.2. Le cours d'eau en milieu semi-aride : un système fluvial original	23
1.2.1. Le poids des contraintes climatiques dans le fonctionnement des systèmes fluviaux et des zones humides	24
1.2.1.1. Le cadre climatique ouest-africain	24
1.2.1.2. Les régimes hydrologiques : une forte relation entre précipitations et débit	26
1.2.2. Des milieux essentiels au développement des populations	27
1.2.2.1. Des fonctions vitales.....	27
1.2.2.2. Des espaces convoités	29
1.2.3. Vulnérables au changement climatique : exemple de la crise des années 70-80	31
1.2.3.1. Impacts du changement climatique sur les milieux fluviaux	31
1.2.3.2. Les conséquences pour les sociétés	33
1.2.4. Constat et besoins de recherches	35
1.3. Etudier les facteurs de contrôle du système fluvial : une approche géographique.....	38
1.3.1. Une approche spatio-temporelle du système fluvial	38
1.3.1.1. Les échelles spatiales : du local au global.....	39
1.3.1.2. Rythmes et temporalités du système fluvial	44
1.3.2. Une interdisciplinarité nécessaire	45
 Chapitre 2 : Le cadre géographique : la vallée du Yamé.....	 47
Introduction	47
2.1. Les spécificités du contexte biophysique et le fonctionnement du système fluvial du Yamé	48
2.1.1. Le contexte géologique et géomorphologique	48
2.1.1.1. Le plateau de Bandiagara	50
2.1.1.2. Les formations de glaciis	51
2.1.1.3. Le delta intérieur du Niger.....	52
2.1.2. Le contexte hydro-climatique	52

2.1.4. La diversité paysagère du bassin versant du Yamé	56
2.2. Un espace fortement anthropisé	57
2.2.1. Des densités de populations élevées	58
2.2.2. Des systèmes de production variés	58
2.3. Les recherches menées au Pays dogon : contexte et état des connaissances	60
2.3.1. Des premiers explorateurs aux géographes tropicalistes	60
2.3.2. Le programme de recherche « Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest »	62
2.3.2.1. Présentation	62
2.3.2.2. Le gisement d'Ounjougou : un secteur de référence	63
2.3.2.3. Changement d'échelle : l'extension des recherches au Pays Dogon	65
2.3.3. Etat de l'art : les connaissances sur les dynamiques de peuplement humain et de l'environnement au cours de l'Holocène sur le plateau dogon	67
2.3.3.1. L'Holocène ancien : le début du Néolithique ?	67
2.3.3.2. L'Holocène moyen	68
2.3.3.3. L'Holocène récent : influx culturels sahariens et premiers cultivateurs	70
2.3.3.4. L'Holocène terminal : la période pré-dogon et dogon	71
Conclusion	73

Chapitre 3 : Démarche de recherche : une interdisciplinarité centrée autour de l'étude des archives sédimentaires.....75

Introduction	75
3.1. La sédimentologie des dépôts comme outil d'interprétation des dynamiques hydro-sédimentaires.....	76
3.1.1. Reconnaissance des formes et des formations superficielles à l'échelle du bassin versant	77
3.1.2. Identification des faciès sédimentaires et des processus associés	79
3.1.2.1. Les formations alluviales	80
3.1.2.2. Les formations colluviales	85
3.1.2.3. Les autres types de formations sédimentaires	86
3.1.3. La caractérisation des modes de transport et de dépôts en laboratoire	87
3.1.3.1. La granulométrie des sédiments	87
3.1.3.2. La micromorphologie des dépôts.....	90
3.1.3.3. La datation des sédiments	91
3.2. L'utilisation des phytolithes comme marqueurs des dynamiques de végétation	94
3.2.1. Présentation et intérêt des phytolithes en contexte fluvial semi-aride	94
3.2.1.1. Définition.....	95
3.2.1.2. Les facteurs influant sur l'enregistrement des phytolithes : limites et intérêts	98
3.2.1.3. Etat des connaissances : la recherche phytolithique en Afrique	105
3.2.1.4. Bilan : Le choix des phytolithes comme indicateur biologique	109
3.2.2. Procédures de laboratoire : extraction et comptage des phytolithes.....	111
3.2.2.1. Extraction des phytolithes.....	111
3.2.2.2. Observation et comptage des phytolithes	112
3.2.3. Classification des phytolithes	112
3.2.3.1. Taxonomie et signification écologique et paléoécologique des Poaceae	113
3.2.3.2. Les phytolithes diagnostiques de sous-familles de Poaceae : Grass short cell Phytoliths (GSCP).....	115
3.2.3.2. Les phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses et herbeuses	120
3.2.3.3. Les phytolithes diagnostiques de familles spécifiques.....	123
3.2.3.3. Les phytolithes non diagnostiques	127
3.2.4. L'interprétation des assemblages phytolithiques	131
3.2.4.1. L'approche par indice	132
3.2.4.2. L'approche générale.....	136

3.2.4.3. Spicules d'éponges, diatomées et microcharbons : des informations supplémentaires	138
Conclusion.....	139

Deuxième partie : Les dynamiques du système fluvial du Yamé au cours de l'Holocène.....141

Chapitre 4 : Caractérisation du fonctionnement hydro-sédimentaire actuel..... 143

Introduction 143

4.1. Les styles fluviaux du Yamé 143

4.1.1. Identification des formes sur le terrain 144

4.1.2. Généralisation à l'ensemble de la vallée 145

4.1.2.1. Cartographie du chenal et de la plaine alluviale 146

4.1.2.2. Segmentation du cours d'eau..... 147

4.1.3. Identification de tronçons homogènes caractéristiques de styles fluviaux distincts 148

4.2. Description des styles fluviaux 151

4.2.1. Une vallée confinée au cœur du plateau gréseux 151

4.2.1.1. Le secteur 1 151

4.2.2. Une vallée semi-confinée dans les glacis..... 154

4.2.2.1. Le secteur 2 154

4.2.2.2. Le secteur 3 158

4.2.3. Une vallée non confinée 162

4.2.3.1. Le secteur 4 162

4.2.3.2. Le secteur 5 166

4.2.4. Le secteur 6..... 169

Conclusion : Synthèse du fonctionnement du système fluvial contemporain 173

Chapitre 5 : Reconstitution des dynamiques hydro-sédimentaires holocènes de la vallée du Yamé 177

Introduction 177

5.1. À l'amont : Ounjougou, un tronçon de référence 177

5.1.1. Description chrono-stratigraphique des archives sédimentaires 180

5.1.1.1. La transition Pléistocène - Holocène ancien à la Mouche (11,5-8,5 ka. cal BP ; 9,4-6,8 ka cal. BC) 180

5.1.1.2. L'Holocène moyen et l'Holocène récent 1 (8,5-4 ka cal. BP ; 6,8-2 ka. cal. BC)..... 182

5.1.1.3. L'Holocène récent 2 (3,8-2,4 ka. cal BP ; 1,8-0,4 ka. cal BC)..... 187

5.1.1.4. L'Holocène terminal (2,4-0,1 ka. cal BP ; 0,4 ka. cal BC - 2 ka. cal AD)..... 190

5.1.2. Interprétation : les étapes de l'évolution du système fluvial à Ounjougou..... 192

5.2. La moyenne vallée : un remplissage sédimentaire d'origine colluvio-alluviale 195

5.2.1. Description chrono-stratigraphique des archives sédimentaires 196

5.2.1.1. Doucombo 196

5.2.1.2. Les tronçons de Fiko, Allaye-Kokolo et Kéma..... 200

5.2.2. Interprétation : les étapes de l'évolution du système fluvial dans la moyenne vallée..... 204

5.3. La basse vallée..... 206

5.3.1. Description chrono-stratigraphique des archives sédimentaires 206

5.3.1.1. Goundaka-Bandiougou 207

5.3.1.2. Baïma 211

5.3.1.3. Samoloye 213

5.3.2. Interprétation : les étapes de l'évolution du système fluvial de la basse vallée 215

5.4. Le Delta intérieur du Niger 217

5.4.1. Description chrono-stratigraphique des archives sédimentaires.....	217
5.4.2. Interprétation : les étapes de l'évolution du système fluvial à Sampara	221
Conclusion	221

Troisième partie : L'enregistrement des phytolithes dans les archives sédimentaires de la vallée du Yamé223

Chapitre 6: L'enregistrement des phytolithes dans les échantillons modernes : première approche taphonomique.....225

6.1. Matériel et démarche	226
6.1.1. À l'échelle locale : échantillonner des unités géomorphologiques et paysagères variées.....	226
6.1.1.1. Choix des unités échantillonnées.....	226
6.1.1.2. Corrélation des assemblages phytolithiques avec des données qualitatives et quantitatives	226
6.1.2. À l'échelle régionale : comparer des milieux bioclimatiques différents	228
6.2. Approche contemporaine : des assemblages phytolithiques contrastés ?.....	230
6.2.1. La vallée du Yamé	230
6.2.1.1. Le tronçon d'Ounjougou	231
6.2.1.2. Doucombo.....	235
6.2.1.3. Fiko	239
6.2.1.4. Sampara	243
6.2.2. Les plateaux Mandingues	247
6.2.2.1. Le cercle de Kita	247
6.2.2.2. Le cercle de Siby.....	252
6.3. Interprétation des assemblages phytolithiques modernes : taphonomie et représentativité	256
6.3.1. Milieux enregistreurs et taphonomie des phytolithes	256
6.3.1.1. Les échantillons de sols	256
6.3.1.2. Les échantillons de colluvions	257
6.3.1.3. Les échantillons des dépôts alluviaux	257
6.3.2. Représentativité des phytolithes dans les assemblages modernes	258
6.3.2.1. Détermination des phytolithes « clés ».....	259
6.3.2.2. Valeur des autres indices dans les environnements fluviaux.....	266
6.3.2.3. Détermination d'une typologie d'habitats spécifiques à partir des assemblages phytolithiques	266
6.3.2.4. Valeur des autres indicateurs paléoenvironnementales dans les enregistrements alluviaux	268
Conclusion	272

Chapitre 7 : L'enregistrement des phytolithes dans les dépôts holocènes de la vallée du Yamé277

Introduction	277
7.1. La transition Pléistocène-Holocène ancien à La Mouche.....	277
7.1.1. Description des assemblages phytolithiques	279
7.1.1.1. Les assemblages phytolithiques du Pléistocène (U4 : 47-45 à 40 ka BP)	279
7.1.1.2. Les assemblages phytolithiques de la séquence HA1 (ante 11350 cal. BP ; ante 9400 cal. BC)	279
7.1.1.3. Les assemblages phytolithiques de la séquence HA2 (11350-10950 cal. BP ; 9400-9000 cal. BC).....	279
7.1.1.4. Les assemblages phytolithiques de la séquence HA3 (10950-10050 cal. BP ; 9000-8100 cal. BC).....	280

7.1.2. Interprétation taphonomique et paléoenvironnementale.....	280
7.2. La transition Holocène moyen à récent (7790-4000 cal. BP ; 5840-2050 cal. BC).....	282
7.2.1. Typologie des formations végétales caractérisées à partir des assemblages phytolithiques	282
7.2.2. Description des assemblages phytolithiques de l'Holocène moyen (7790-5320 cal. BP ; 5840-3370 cal. BC)	285
7.2.2.1. Les assemblages phytolithiques de la séquence HM2 (7790-6790 cal. BP ; 5840-4840 cal. BC)	285
7.2.2.2. Les assemblages phytolithiques de la séquence HM4 (6500-5320 cal. BP ; 4550-3370 cal. BC)	288
7.2.3. Description des assemblages phytolithiques de la séquence HR1 (5320-4000 cal. BP ; 3370-2050 cal. BC).....	289
7.2.3.1. Les assemblages phytolithiques de l'unité HR1A (5320-4650 cal. BP)	289
7.2.3.2. Les assemblages phytolithiques de l'unité HR1B (4580-4220 cal. BP ; 2630-2270 cal. BC)....	291
7.2.4. Interprétation taphonomique et paléoenvironnementale des assemblages phytolithiques de l'Holocène moyen à récent 1 (7790-4000 cal. BP).....	293
7.3. L'Holocène récent 2 (3720-2400 cal. BP ; 1800-400 cal. BC)	295
7.3.1. Typologie des formations végétales caractérisées à partir des assemblages phytolithiques	295
7.3.2. Description des assemblages phytolithiques de la séquence HR2 (3720-2400 cal BP ; 1800-400 cal. BC).....	298
7.3.2.1. Les assemblages phytolithiques de l'unité HR2A (3720-3050 cal. BP ; 1770-1100 cal. BC) ..	298
7.3.2.2. Les assemblages phytolithiques de l'unité HR2B (3050-2900 cal. BP ; 1100-900 cal. BC).....	300
7.3.2.3. Les assemblages phytolithiques de l'unité HR2C (2900-2400 cal. BP ; 900-400 cal. BC). 302	
7.3.3. Interprétation taphonomique et paléoenvironnementale des assemblages de la séquence de l'Holocène Récent 2 (4000-2400 cal. BP ; 2050-400 cal. BC)	306
7.4. L'Holocène terminal (post 2400 cal. BP ; post 400 cal. BC).....	309
7.4.1. Typologie des formations végétales caractérisées à partir des assemblages phytolithiques	309
7.4.2. Description des assemblages phytolithiques de l'Holocène terminal (post 2400 cal. BP ; 400 cal. BC) .	312
7.4.2.1. Les assemblages phytolithiques de l'unité HT1 (2400-1630 cal. BP ; 400 BC – 300 AD) . 312	
7.4.2.2. Les assemblages phytolithiques de l'unité HT2 (1630-1410 cal. BP ; 300-500 cal. AD) .. 315	
7.4.2.3. Les assemblages phytolithiques de HT3 (1410-910 cal. BP ; 500-1000 cal. AD)..... 316	
7.4.2.4. Les assemblages phytolithiques de HT4 (930-690 cal. BP ; 1000-1250 cal. AD)..... 318	
7.4.2.5. Les assemblages phytolithiques de HT5 (700-450 cal. BP ; 1250-1500 cal. AD)..... 319	
7.4.2.6. Les assemblages phytolithiques de HT6 (450-0 cal. BP ; 1500-1936 cal. AD)..... 320	
7.4.3. Interprétation taphonomique et paléoenvironnementale des assemblages phytolithiques	323
Conclusion.....	328

Quatrième partie : Reconstruction des dynamiques paléoenvironnementales de la vallée du Yamé au cours de l'Holocène.....

Chapitre 8 : Des interfluves au fond de vallée : dynamique des hydrosystèmes fluviaux dans la vallée du Yamé au cours de l'Holocène.....

Introduction	329
8.1. La haute vallée	329
8.1.1. L'Holocène ancien (11350-8500 cal. BP ; 9400-6800 BC)	332
8.1.2. L'Holocène Moyen –Récent 1 (8760-4000 cal. BP ; 6800-2000 cal. BC)	332
8.1.3. L'Holocène récent 2 (4000-2400 cal. BP ; 2000-1720 BC).....	334

8.1.4. L'Holocène terminal (2400-0 cal. BP ; 450 BC-1930 AD)	335
8.2. La moyenne vallée	336
8.2.1. L'Holocène récent (5320-2400 cal. BP ; 3370-400 BC)	336
8.2.2. L'Holocène terminal (2400-0 cal. BP ; 400 BC-2007 AD)	339
8.3. La Basse vallée	341
8.3.1. L'Holocène récent 2 (4000-2400 cal. BP ; 2000-400 BC)	341
8.3.2. L'Holocène terminal (2400-0 cal. BP ; 400 BC-2007 AD)	343
8.4. Le Delta intérieur du Niger	345
8.4.1. L'Holocène Récent (5320-4000 cal. BP ; 3370-2000 BC)	346
8.4.2. L'Holocène terminal (2400-0 cal. BP ; 400 BC-1936 AD)	347
Conclusion	348

Chapitre 9 : Histoire des paysages fluviaux depuis 7000 ans dans le bassin versant du Yamé. ...

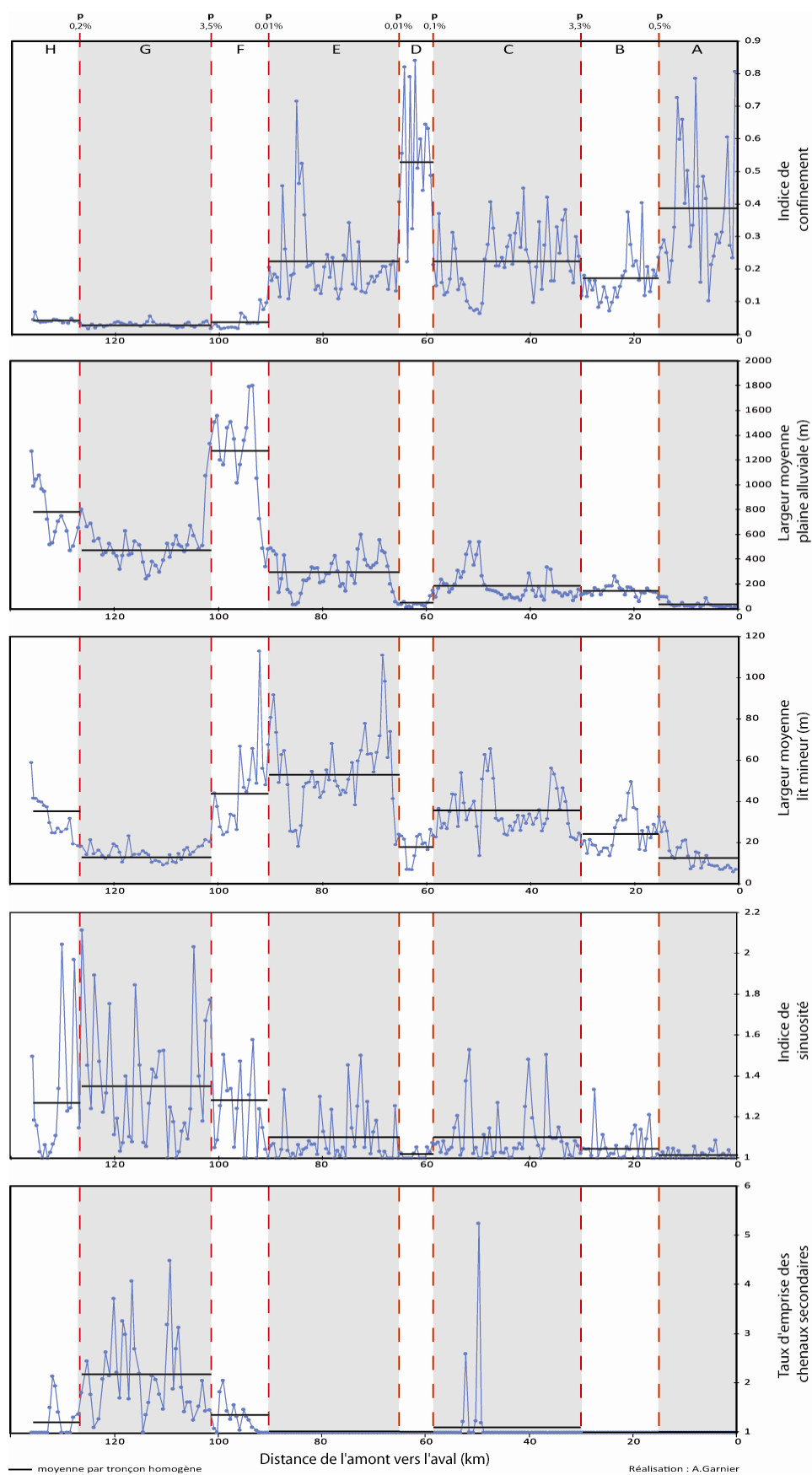
.....	349
Introduction	349
9.1. Constat : La réponse du système fluvial aux changements climatiques et anthropiques du 20e siècle	349
9.1.1. La dynamique récente du système fluvial suite à la crise des années 70-80	350
9.1.1.1. Matériel et méthodes	350
9.1.1.2. Analyse diachronique de l'évolution en plan du Yamé	352
9.1.1.3. Discussion des facteurs de contrôles intervenant dans la métamorphose récente du système fluvial.....	357
9.1.2. La crise du début du 20e siècle : un évènement hydroclimatique exceptionnel ?	360
9.2. La dynamique longitudinale des paysages fluviaux depuis 7000 ans : un synchronisme relatif ?	363
9.2.1. L'Holocène récent (5320-2400 cal. BP ; 3370-400 BC) : des paysages fluviaux hétérogènes	363
9.2.2. Une incision synchrone dans l'ensemble du fond de vallée au début de l'Holocène terminal (2400-1700 cal. BP)	367
9.2.3. L'Holocène terminal 2 - 6 (1700-24 cal. BP ; 300-1936 AD) : des conditions plus humides et une anthropisation croissante.....	368
9.3. Les rythmes de détritisme au sein du bassin versant : changement climatique ou impact anthropique ? ...	372
9.3.1. Quantification des stocks sédimentaires.....	372
9.3.1.1. Caractérisation des volumes stockés	372
9.3.1.2. Dynamique spatio-temporelle du remplissage sédimentaire de la vallée du Yamé	373
9.3.2. Impact des contraintes environnementales sur la production sédimentaire	377
9.3.3. Le colluvionnement : un témoignage de l'impact anthropique ?.....	379
Conclusion	381

Chapitre 10 : La vallée du Yamé en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne au cours de l'Holocène.....

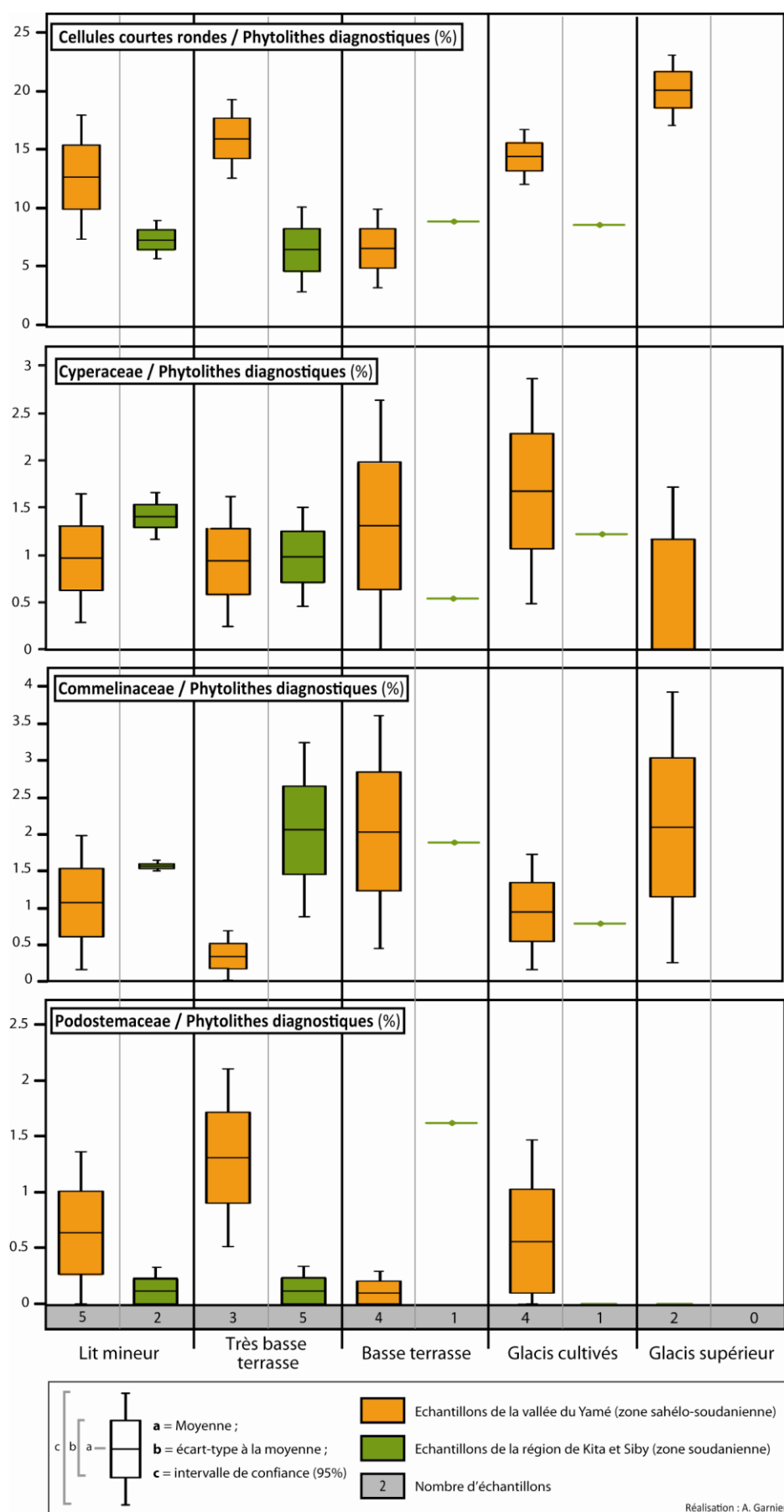
Introduction	383
10.1. Le Yamé et les changements climatiques en Afrique de l'Ouest	384
10.1.1. Les changements orbitaux.....	384
10.1.2. Les Changements climatiques rapides (RCC).....	388
10.2. Réponse du système fluvial du Yamé en relation avec le développement des sociétés agro-pastorales. ..	392
10.2.1. Des chasseurs-cueilleurs aux premiers agriculteurs : répercussions sur les paysages fluviaux du Yamé.....	392
10.2.1.1. L'émergence et la diffusion du pastoralisme et de l'agriculture en Afrique de l'Ouest.....	394
10.2.1.2. La vallée du Yamé sur le trajet des migrations sahariennes ?.....	397
10.2.1.3. Les feux de brousse : un outil agropastoral ancien?	399
10.2.2. La métallurgie	401
10.2.2.1. La métallurgie en Afrique de l'Ouest et dans la vallée du Yamé	401
10.2.2.2. Impacts de l'«industrie métallurgique » sur les paysages fluviaux de la vallée du Yamé	

.....	402
10.2.3. L'émergence des paysages culturels	402
Conclusion.....	404
Conclusion générale.....	405
Références bibliographiques	411
Tables des figures	437
Tables des tableaux	443
Tables des matières	445
Annexes.....	453

Annexes



Annexe 4.1 : Test de Pettitt appliqué à l'ensemble des indices géomorphologiques calculé pour chacun des tronçons de 500m de long.



Annexe 6.1 : Statistiques descriptives de l'abondance des cellules rondes et des phytolithes diagnostiques de familles spécifiques

	Période	Actuel														Actuel
		Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	
Types de plantes	Couche	Actuel														Actuel
		Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	
Echelle	Site	Actuel														Actuel
		Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	Oujougou	
PH 376	PH 377	PH 378	PH 216	PH 217	PH 367	PH 430	PH 431	PH 432	PH 433	PH 530	PH 531	PH 532	PH 533	PH 366	PH 387	PH 528
Dicotylédones ligneuses et herbacées	Sciérédies	4	0	5	9	3	3	2	7	7	1	2	0	3	10	1
		1	4	2	7	0	1	0	2	0	3	0	0	1	0	1
		5	0	2	2	2	7	2	7	4	9	5	4	4	12	16
		0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		51	39	44	28	18	34	19	25	27	25	15	7	11	44	24
		0	0	3	5	0	3	2	1	3	0	0	1	0	5	2
		91	68	76	72	50	78	48	80	60	48	62	41	64	85	38
		4	2	8	8	4	3	1	1	2	4	2	1	3	1	4
		2	2	2	1	0	5	0	1	0	1	3	1	0	4	1
		2	1	1	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0
Poaceae	GSCP	16	31	43	91	22	85	58	18	54	105	98	74	88	29	80
		0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	2	0	0
		2	2	0	2	0	3	1	0	0	7	2	1	4	0	3
		1	1	8	10	4	5	3	2	4	11	5	7	19	12	6
		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	3	4
		15	40	56	30	31	43	46	7	36	40	45	54	50	19	47
		14	30	29	31	23	17	22	13	29	15	12	8	19	6	26
		7	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0
		16	37	39	69	13	38	47	8	17	42	43	20	37	7	58
		2	3	3	0	3	10	3	1	8	11	21	12	14	3	9
Family specific	GSCP	12	28	16	28	40	32	10	21	23	25	22	45	9	34	18
		1	3	3	2	1	11	1	7	3	4	4	5	1	2	8
		4	2	4	2	0	9	2	6	2	3	4	1	0	0	10
		1	4	7	0	0	0	0	0	1	7	0	0	2	0	3
		24	25	15	22	15	20	50	59	26	14	23	15	26	26	19
		2	20	4	10	1	2	4	9	17	9	2	3	4	8	2
		26	6	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1
		120	84	24	101	202	76	39	411	87	119	43	42	19	224	68
		81	90	108	101	130	76	55	442	98	103	53	24	29	231	71
		28	30	36	49	24	45	19	103	36	28	24	11	7	50	21
Non-diagnostics	Vessels/Tracheids	82	103	78	177	128	113	122	340	103	127	116	56	98	157	72
		10	21	16	32	1	18	8	44	16	6	5	5	19	60	12
		0	1	0	0	7	6	0	2	1	0	0	1	0	0	1
		251	298	352	402	321	332	267	209	281	361	345	283	337	278	359
		373	380	281	492	508	356	312	969	384	407	297	266	157	757	273
		137	163	204	200	236	262	352	281	248	296	210	208	202	408	314
		2	2	1	5	1	3	6	5	2	0	4	0	1	2	1
		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		15	3	136	3	38	15	1524	205	108	2	4	2	3	103	7
		15	3	136	3	38	15	1524	205	108	2	4	2	3	103	7

Annexe 6.2 : Tableau descriptif du nombre de phytolithes comptabilisés selon les morphotypes pour les échantillons actuels de la vallée du Yamé.

	Période	Actuel	Actuel	Actuel	Actuel	Actuel	Actuel	Actuel	Actuel
	Site	Kita	Kita	Kita	Kita	Kita	Kita	Siby	Siby
	Couche	Très basse terrasse	Très basse terrasse (Bakoye)	Chenal (ruisseau)	Basse terrasse (Bakoye)	Très basse terrasse	Très basse terrasse	Très basse terrasse	Champs
	Ech no.	PH 317	PH 324	PH 335	PH 330	PH 320	PH 321	PH 318	PH 319
Types de plantes	Scalérides	4	19	4	9	7	3	2	7
	Cylindric faceted	2	8	0	7	4	13	1	4
	Cylindric geniculate psilate	6	10	7	7	4	11	2	7
	Irregular psilate	4	0	0	4	0	0	1	2
	Ellipsoid with outgrowths, sometimes faceted	15	25	19	16	21	20	13	13
	Polyhedral psilate	7	8	3	0	1	3	0	4
	Irregular branched thick	0	0	0	0	0	0	0	0
	Globular								
	Globular decorated indiff.	50	50	38	38	41	31	70	75
	Globular psilate	5	1	1	4	3	0	4	1
	Globular decorated compound	0	2	1	4	4	4	2	1
	Subglobular dark core	1	7	2	0	2	0	0	2
Poaceae	GSCP								
	Bilobate	101	35	104	73	14	51	40	73
	Nodular bilobate	1	2	0	1	0	1	0	0
	Tri / Polylobate	5	3	5	4	0	0	0	1
	Cross	14	4	4	4	0	2	1	10
	Scooped bilobate	0	0	0	0	0	0	0	0
	Saddle squat	25	12	10	7	4	10	1	9
	Saddle tall	40	54	27	13	5	7	16	1
	<i>Oxytenanthera</i> saddles	1	3	1	76	31	43	0	0
	Rondel	23	10	14	32	6	27	7	18
	Others	10	4	6	1	1	7	1	3
Family specific	Globular echinate (Arecaceae)	20	29	56	56	43	44	168	9
	Cyperaceae	5	0	4	2	3	3	3	3
	Commelinaceae	13	9	5	7	4	1	4	2
	Podostemaceae	2	0	0	6	0	0	0	0
Non-diagnostic	Vesels/Tracheids								
	Vessels	24	24	25	22	14	18	5	24
	Tracheid	8	9	2	18	5	7	2	6
	Bulliform								
	Cuneiform bulliform indiff.	3	33	1	43	71	18	0	0
	Cuneiform bulliform <i>Oxytenanthera</i> type	64	410	48	132	108	59	55	97
	Parallelepipedal bulliform cells	97	210	68	51	98	54	49	75
	Acicular hair cell	53	101	12	55	31	21	17	29
	Elongate								
	Elongate psilate	103	229	84	108	94	97	58	99
	Elongate sinuous, echinate, columellate	61	29	16	40	42	19	15	9
	Elongate with protuberances, denticulate	17	0	0	4	4	3	0	1
	Total diagnostic	354	295	311	371	198	281	336	245
Autres	Total	430	1045	256	473	467	296	201	340
	Non classés	246	354	283	180	171	186	107	147
Autres	Spicules d'éponges	28	54	12	36	11	21	7	8
	Diatomées	69	2	21	29	52	8	6	4
	Charbons	21	98	38	3	4	102	201	18

Annexe 6.3 : Tableau descriptif du nombre de phytolithes comptabilisés selon les morphotypes pour les échantillons actuels de la région de Kita et Siby.

	Période	HM2	HM2	HM2	HM2	HM4	HM4	HM4	HM4	HM4	HM4
	Site	Balanités	Balanités	Balanités	Détarium	Détarium	Détarium	Détarium	Détarium	Ravin sud	Ravin sud
	Couche	B	C	C	D	E_SL	E_S	F1	F2	2	3
	Profondeur	-135	-100	-80	-	-	-	-	-	668-673	658-668
	Ech no.	241	259	258	252	202	203	250	249	236	237
Types de plantes	Dicotylédones ligneuses et herbeuses										
	Scléréides										
	Cylindric faceted	11	9	1	30	18	29	3	5	70	4
	Cylindric geniculate psilate	0	1	3	2	0	0	1	2	4	4
	Irregular psilate	8	1	5	6	6	2	5	7	0	2
	Ellipsoid with outgrowths, sometimes faceted	13	9	5	6	21	15	8	9	12	2
	Polyhedral psilate	84	44	33	62	22	24	17	35	33	16
	Irregular branched thick	4	13	7	12	10	1	2	5	12	12
	Globular										
	Globular decorated indiff.	21	41	95	65	23	48	50	62	49	115
	Globular psilate	3	0	1	0	2	1	3	3	4	5
	Globular decorated compound	0	0	2	4	0	1	1	3	0	5
	Subglobular dark core	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Poaceae	GSCP										
	Bilobate	3	2	20	0	4	3	15	6	1	2
	Nodular bilobate	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Tri / Polylobate	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
	Cross	0	1	0	0	0	0	2	0	1	0
	Scooped bilobate	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Saddle squat	1	4	3	1	2	5	8	2	1	3
	Saddle tall	0	2	2	2	0	0	6	5	0	0
	<i>Oxytenanthera</i> saddles	21	89	82	75	84	89	146	80	136	86
	Rondel	3	8	27	1	9	4	36	16	0	1
	Others	3	1	3	1	1	0	3	3	0	0
Family specific	Globular echinate (Arecaceae)	4	3	15	2	5	10	0	5	2	24
	Cyperaceae	0	0	1	0	2	0	3	1	0	0
	Commelinaceae	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0
	Podostemaceae	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
Non-diagnostiques	Vessels/Tracheids										
	Vessels	30	35	24	37	28	30	28	39	22	24
	Tracheid	1	0	3	4	4	7	3	1	2	3
	Bulliform										
	Cuneiform bulliform indiff.	118	117	65	134	290	154	63	45	98	68
	Cuneiform bulliform <i>Oxytenanthera</i> type	185	125	47	141	290	127	55	55	209	98
	Parallelepipedal bulliform cells	132	83	50	90	110	64	39	66	89	95
	Acicular hair cell	34	25	30	61	50	19	28	29	79	63
	Elongate										
	Elongate psilate	125	150	122	210	155	126	104	122	228	149
	Elongate sinuous, echinate, columellate	2	8	16	12	5	15	7	8	5	11
	Elongate with protuberances, dendritic	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Total diagnostic	179	228	306	270	210	236	311	250	326	282
	Total	806	771	663	958	1142	776	637	614	1058	792
	Non classés	216	276	168	216	235	297	114	142	257	190
Autres	Spicules d'éponges	18	25	23	35	45	22	15	9	24	25
	Diatomées	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0
	Charbons	123	19	7	42	8	67	5	1	126	8

Annexe 7.1 : Tableau descriptif du nombre de phytolithes comptabilisés selon les morphotypes pour les échantillons de l'Holocène moyen (7790-5320 cal. BP)

Types de plantes	Période	HRLA										HR1B									
		RS	RS	RS	B	B	D	D	E	A-K	Sp	RS	RS	RS	RS	RS	RS	RS	RS	RS	B
		4B	5	7	-70	-55	-45	120-130	685-690	C5	C2	11	12	14	15	16	18	19	20	218-22	F ¹
Dicotylédones ligneuses et herbacées	Conchocoupe	658-655	610	550	-70	-55	-45	120-130	685-690		610-614	519	517	509-507	505	503	493-495	493-492	487	484-475	455-446
	Profondeur	238	239	240	257	256	255	416	419-1		342-1	212	213	215	214	206	207	208	209	314	201
	Échelon																				
	Sclérérites																				
	Cylindric lacerated	9	1	11	3	4	1	26	1		1	5	0	1	6	5	1	6	5	1	4
	Cylindric geniculate																				
	psilate	2	1	0	0	1	1	1	0		0	8	7	7	11	14	22	7	18	11	5
	irregular psilate	0	3	11	4	1	4	6	10		2	3	5	3	4	9	16	9	8	3	0
	Ellipsoid with outgrowths, sometimes faceted	10	10	9	6	11	10	3	2		0	7	12	2	1	16	8	7	6	2	4
	Polyhedral psilate	28	16	39	12	4	24	49	23		22	6	5	8	11	19	15	16	10	7	6
Poutre	irregular branched thick	21	11	15	0	3	7	2	3		2	2	5	3	3	0	10	6	4	5	3
	Globular																				
	Globular decorated	57	79	62	62	59	69	135	123		106	90	77	86	97	94	101	85	106	81	95
	indiff.	5	4	1	0	1	4	0	0		3	15	19	20	16	12	20	10	9	8	4
	Globular psilate	1	3	0	0	0	3	0	0		3	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0
	Globular decorated compound	1	0	0	0	0	0	0	1		1	0	0	0	1	5	2	6	2	0	0
	Subglobular dark core																				
	GSCP																				
	Blobate	2	26	4	30	13	10	2	34		102	62	104	125	86	47	52	34	41	34	10
	Nodular bilobate	0	0	0	0	0	0	0	0		0	4	4	2	0	5	0	1	0	1	0
Family specific	Tri / Polylobate	0	0	0	0	0	0	0	0		3	0	2	0	3	5	0	0	0	0	0
	Cross	0	2	0	12	1	1	0	2		10	10	12	28	21	10	13	10	6	4	0
	Scalloped bilobate	0	0	0	0	0	0	0	0		2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Saddle squat	2	3	7	9	3	1	1	23		26	9	13	7	6	16	11	1	9	13	3
	Saddle tail	0	2	2	8	5	3	4	33		34	8	1	10	6	1	4	3	9	11	7
	<i>Oxyrenanthera</i>	77	114	78	89	120	106	17	2		3	119	133	149	90	119	125	124	117	95	102
	saddles	1	12	5	31	20	25	5	34		42	19	29	28	18	13	16	9	11	12	8
	Rondel	0	9	0	1	4	4	0	13		12	5	3	1	0	6	4	2	2	0	2
	Others	8	26	21	16	14	18	22	25		16	42	38	35	25	25	24	20	32	38	43
	Globular echinate (Avesicoul)	0	3	0	0	4	1	0	12		9	7	4	6	7	2	8	9	3	12	2
Non-diagnostic	Cyperaceae	0	0	0	1	2	0	2	2		0	11	12	14	6	9	29	21	25	16	0
	Commelinaceae	0	0	0	0	0	0	2	0		0	1	0	2	1	0	4	1	0	0	0
	Podostemaceae	0	0	0	0	0	0	0	0		0	1	0	2	1	0	4	1	0	0	0
	Vessels / Tracheids																				
	Vessels	15	21	35	9	14	15	23	20		18	12	7	18	16	7	5	12	2	12	6
	Tracheid	1	4	2	4	1	1	1	7		5	4	6	9	7	13	6	8	3	3	1
	Radiiform																				
	Coreiform bulliform	252	160	170	28	44	60	178	100		58	63	30	24	17	83	49	47	57	43	61
	Coreiform bulliform indiff.	328	128	181	39	55	44	140	2		0	77	120	78	62	95	49	102	122	102	140
	<i>Oxyrenanthera</i> type	234	97	188	31	38	44	106	67		49	62	105	68	60	87	95	93	79	65	92
Autres	Parallel epipedal bulliform cells	88	62	74	12	22	27	22	35		32	44	111	32	31	107	98	62	59	44	42
	Asiatic hair cell																				
	Elongate																				
	Bongate psilate	258	156	196	76	103	76	144	132		132	108	192	98	143	112	112	83	163	111	143
	Bongate sinuous	18	22	6	10	22	8	1	4		5	28	72	40	16	37	37	20	34	17	9
	echinate cuneolate																				
	Bongate with protuberances, pinnatifid	1	1	0	0	0	0	0	0		0	4	0	1	0	2	8	3	3	1	0
	Total diagnostic	225	327	265	284	271	293	277	343		399	433	485	538	419	432	500	383	424	359	295
	Total	1458	976	1117	493	569	567	892	710		698	839	1132	907	776	976	963	815	946	758	789
	Non classés	297	235	311	102	135	145	180	350		250	134	249	182	147	164	186	171	227	152	169
Autres	Spicules d'éponges	9	11	38	17	21	20	25	99		84	30	72	18	15	39	37	48	74	39	71
	Diatomées	0	0	0	0	0	0	0	0		3	4	30	44	16	13	13	6	2	0	0
	Charbons	6	2	0	4	11	3	302	35		15	4	3	4	5	3	5	10	20	6	21

Annexe 7.2 : Tableau descriptif du nombre de phytolithes comptabilisés selon les morphotypes pour les échantillons de l'Holocène Récent 1 (5320-2900 cal. BP)

Période	HR2A														HR2B																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
	Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Sampara		Sampara		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		Ounjougou		O	

Annexe 7.3 : Tableau descriptif du nombre de phytolithes comptabilisés selon les morphotypes pour les échantillons de l'Holocène Récent 2 AB (3720-2900 cal. BP)

Types de plantes	Période	HR2C																									
		Site		DC		DC		DC		DC		DC		DC		DC		DC		DC		DC		DC		DC	
		C3		C2		C1		C1		C1		C1		C1		C1		C1		C1		C1		C1		C1	
		C3		C2		C1		C1		C1		C1		C1		C1		C1		C1		C1		C1		C1	
Dicotylédones liégeuses et herbeuses	Cocheroupe	539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
Poaceae	GSCP	539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
Family specific	GSCP	539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
Non-diagnostic	Vessels/Tracheids	539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
Autres	Total diagnostic	539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	
		539-541		530-532		496-498		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554		552-554	

Annexe 7.4 : Tableau descriptif du nombre de phytolithes comptabilisés selon les morphotypes pour les échantillons de l'Holocène Récent 2 C (2900-2400 cal. BP)

Annexe 7.5 : Tableau descriptif du nombre de phytolithes comptabilisés selon les morphotypes pour les échantillons de l'Holocène Terminal 1-5 (2400-450 cal. BP)

Types de plantes	Période	HT6																							
		Site		Unio		Doucombo		Doucombo		Doucombo		Doucombo		Doucombo		Doucombo		Doucombo		Baina		Sampara			
		Couche/coupe		CP1		CP2		CP2		CP2		CP2		CP2		CP2		CP2		C1		C2			
		Profondeur		44-47		64-66		70-80		286-288 cm		270-272		246-248		Couches 36		156-158 cm		149-150		140-142 cm		140-142	
		Ech.no		PH 466		PH 467		PH 468		PH 349		PH 348		PH 347		PH 346		PH 345		PH 344		PH 343		PH 340	
Dicotylédones ligneuses et herbeuses	Sclérédites	2	2	2	3	2	3	8	3	2	7	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1		
	Cylindric faceted	0	0	0	4	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0			
	Cylindric geniculate psilate	0	0	0	0	3	4	7	1	6	6	8	3	0	0	0	3	4							
	Irregular psilate	0	1	0	0	3	1	2	1	2	4	0	0	0	0	1	0	2							
	Ellipsoid with outgrowths, sometimes faceted	13	17	15	12	26	16	30	11	15	15	13	16	12	6	22	25								
	Polyhedral psilate	2	0	5	0	1	1	3	1	7	1	1	0	0	0	2	2								
	Irregular branched thick	30	33	46	29	50	66	102	40	75	65	44	40	33	42	130	81								
	Global	0	0	2	1	1	4	6	8	2	2	0	2	4	0	0	3								
	Global decorated indiff.	0	0	0	1	0	0	1	0	3	2	1	2	0	0	4	1								
	Global decorated compound	1	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0								
Poaceae	Subglobular dark core	66	63	74	68	68	94	75	71	66	52	122	128	87	76	54	38								
	GSCP	1	1	0	0	1	1	0	4	3	3	1	4	0	1	0	1								
	Bilobate	0	1	0	1	1	4	2	0	1	4	0	1	1	1	0	0								
	Nodular bilobate	4	7	60	3	2	4	2	10	8	5	8	13	6	2	3	8								
	Tri / Polybbate	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	3								
	Cross	38	35	31	55	43	57	38	55	47	58	51	40	81	37	21	8								
	Scalloped bilobate	29	24	18	6	23	22	23	22	15	20	19	10	20	14	37	21								
	Saddle squat	0	0	2	1	1	0	0	0	0	0	2	0	2	1	0	1								
	Saddle tall	57	70	4	33	59	69	82	70	55	52	72	46	65	78	23	28								
	<i>Oxytenanthera</i> saddles	2	3	8	3	2	5	2	5	4	2	5	3	6	2	2	2								
Family specific	Rondel	4	8	4	7	19	6	6	9	9	10	5	5	9	14	13	10								
	Others	2	4	12	2	11	6	5	9	8	12	7	5	11	1	2	2								
	Global echinate (Araucario)	7	7	3	4	20	8	15	11	10	20	6	7	4	4	1	1								
	Cyperaceae	66	35	9	1	1	3	1	3	2	5	2	8	1	0	1	1								
	Commelinaceae	12	11	15	28	21	25	27	21	20	16	9	10	9	8	36	27								
	Podostemaceae	1	3	5	1	3	4	17	6	12	7	1	4	7	0	3	4								
	Vessels/Tracheids	0	0	0	44	50	78	150	35	98	50	33	34	15	17	62	28								
	Cuneiform bulliform indiff.	11	28	62	0	2	0	1	1	0	2	0	0	0	0	0	0								
	Cuneiform bulliform	26	20	34	21	48	44	130	32	86	75	37	39	26	19	60	60								
	<i>Oxytenanthera</i> type	10	8	15	15	30	54	62	21	66	29	11	18	19	11	20	28								
Non-diagnostic	Parallelepipedal bulliform cells	40	59	94	132	91	168	212	77	148	105	89	101	75	80	122	92								
	A circular hair cell	12	11	4	4	12	20	36	9	24	30	13	14	6	2	14	14								
	Elongate	0	0	0	0	2	5	0	1	3	3	1	0	1	0	0	0								
	Elongate psilate																								
	Elongate sinuous, echinate, columellate																								
	Elongate with protuberances, dentritic																								
	Total diagnostic	324	311	287	236	338	373	411	331	340	350	367	329	346	287	319	243								
	Total	439	451	518	484	598	770	1048	535	799	664	561	549	504	424	636	496								
	Non classés	143	168	186	222	228	267	284	140	277	259	151	218	188	135	286	270								
	Autres	Spicules déjoints	4	2	3	24	23	28	84	27	46	42	13	21	22	16	125	163							
Diatonées		32	13	23	4	8	18	34	21	61	28	36	28	39	8	24	16								
Chabres		28	17	38	198	1	0	0	53	55	224	0	36	5	0	30	66								